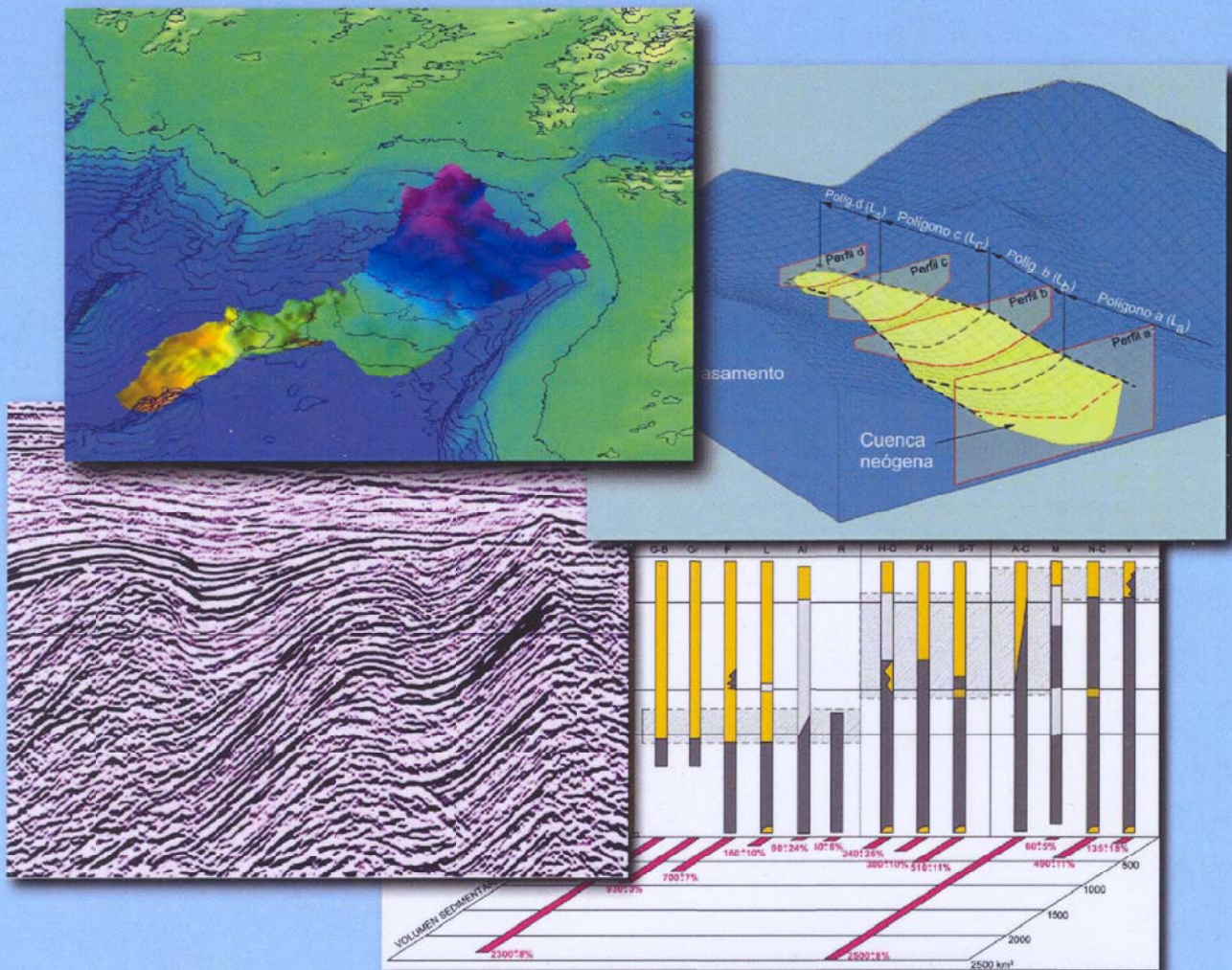


BALANCE SUPERFICIAL DE MASAS EN EL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO DURANTE EL NEÓGENO. RELACIONES CON LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y LOS MOVIMIENTOS VERTICALES

Leire Iribarren González



Barcelona, 2007

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

Institut de Ciències de la Terra “Jaume Almera”

Departament d’Estructura i Dinàmica de la Terra

Universitat de Barcelona

Departament de Geodinàmica i Geofísica

Programa de doctorat Ciències de la Terra. Bienni 2002-2004

**BALANCE SUPERFICIAL DE MASAS EN EL
ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO DURANTE EL NEÓGENO.
RELACIONES CON LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y
LOS MOVIMIENTOS VERTICALES**

Memoria presentada por Leire Iribarren González para optar al grado de
Doctora en Ciencias Geológicas.

Directores:

Manel Fernàndez Ortiga

Jaume Vergés Masip

Tutor:

Francesc Sàbat Montserrat

Barcelona, Mayo 2007

Agradecimientos

Este trabajo de investigación no habría sido posible sin el apoyo y la colaboración de algunas personas e instituciones a las que deseo mostrar mi agradecimiento.

En primer lugar quiero agradecer a los directores de este trabajo, Manel Fernández y Jaume Vergés, por brindarme la oportunidad de participar en su proyecto científico, por su paciencia y por los conocimientos transmitidos a lo largo de estos años.

Nevio Zitellini me ofreció la posibilidad de participar en la campaña de adquisición sísmica Voltaire a bordo del buque Urania, abriéndome así una puerta al mundo de la geología marina. Debo agradecerle además su hospitalidad y el material facilitado durante la enriquecedora estancia en el Instituto ISMAR (CNR) en Bolonia. Las discusiones mantenidas a lo largo de esta estancia con Nevio Zitellini, Marzia Rovere y Luigi Torelli, me reportaron los conocimientos necesarios para comprender la estructura del Golfo de Cádiz. A Marzia he de agradecer especialmente toda la ayuda técnica y logística prestada que hicieron mi estancia más fácil. Además, los momentos compartidos durante la campaña, de los que guardo un grato recuerdo, desembocaron en una buena amistad.

Quiero manifestar mi gratitud a Menchu Comas y Juan Ignacio Soto por facilitarme una estancia en la Universidad de Granada, por el tiempo que me dedicaron y por compartir conmigo sus amplios conocimientos sobre la región de estudio, lo cual ha contribuido al enriquecimiento de esta memoria. Asimismo, agradezco enormemente a Guillermo Booth-Rea y a Vicente Pérez por invitarme al campo, que además de constituir una buena ocasión para conocer la región, me permitió indagar en la tectónica reciente de la Cuenca de Granada. A los becarios del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada y en especial a Fermín Fernández agradezco su compañerismo y el entusiasmo transmitido.

Miguel Garcés me proporcionó una muy útil bibliografía y me transmitió además los primeros conocimientos sobre las cuencas sedimentarias de la Cordillera Bética. Quiero agradecer también a Jürgen Thurow y a la University College of London, por invitarme a participar en la salida de campo que realizaron con los alumnos de geología en abril del 2005.

A todos los precarios, postdocs y técnicos con los que he convivido tantas horas en el Almera: Javier, Mario, Oriol, David, Manu, Bgaite, Flecha, Imma,

Sergio, Eduard, Ona, Adelina, Antonio, Ivone, Daniel, Marta, Juan Carlos,..., les agradezco enormemente su compañerismo, consejos, apoyo técnico y moral, sin olvidar las agradables veladas extraescolares que hemos disfrutado juntos. Javier y Daniel han contribuido además en mejorar mis conocimientos sobre la física de la tierra y en concreto sobre la dinámica litosférica de la región, al igual que Eduard y Manu lo han hecho en torno a la geología estructural. Quiero aprovechar estas líneas para mencionar a Alexis y María, porque a pesar de no vernos tan a menudo como me hubiese gustado, han sido unos excelentes compañeros a los que siempre he sentido cerca.

Como en todo proyecto emprendido, en esta etapa que ha ocupado la elaboración de la tesis, el cariño y el apoyo de las personas que me rodean ha sido el motor fundamental que me ha permitido continuar hasta el final. He de agradecer por ello a todos mis amigos, por los buenos momentos compartidos y por la amistad incondicional que me brindan. Iruñako lagunentzat bi lerro botatzeko beharreen sentitzen naiz, zuen laguntasuna ta maitasuna honeraino irixten bait zait, hain urruti egon ezik. A mis padres, les debo todo, porque sin su ánimo, apoyo y confianza depositada en mí, jamás podría haber realizado este proyecto. Debo agradecerles también el haberme enseñado a admirar las montañas y tantas otras cosas. A mi hermana Edurne, por permanecer siempre a mi lado, por sus imprescindibles consejos y por enseñarme a mirar hacia delante.

Mis más sinceros agradecimientos.

La financiación de este trabajo está ligada al proyecto nacional REN2001-3868-C03-02 del Ministerio de Educación y Ciencia, cuyo investigador principal era Manel Fernández y fue sufragado a través de la beca FPI con referencia FP-2001-2830.

Resumen

La evolución del relieve en los orógenos, resulta de la interacción entre los procesos tectónicos y los procesos de erosión / sedimentación que desmantelan la superficie topográfica y rellenan las depresiones hasta alcanzar un equilibrio. La cuantificación de los procesos de erosión y sedimentación en áreas con deformación activa, constituye una valiosa herramienta para la comprensión de los procesos que participan en la formación del relieve. Concretamente el estudio del flujo sedimentario y de su evolución a lo largo del tiempo, permite en ocasiones reconocer los cambios en la evolución tectónica y acotar los procesos que generan dichos cambios.

El objetivo del trabajo que se presenta en esta Memoria consiste en cuantificar los volúmenes sedimentarios de las cuencas que reciben sedimentos de las Béticas y el Rif durante el Neógeno, para poder obtener tasas de erosión y sedimentación, y relacionarlas con un marco regional de evolución tectónica y topográfica. El trabajo se ha estructurado en tres partes.

En la primera parte de la Memoria se describen en primer lugar los principales aspectos en la estructura tectónica y estratigrafía de las cuencas sedimentarias donde se ha realizado el cálculo de volumen sedimentario, a partir de una recopilación de la amplia bibliografía existente al respecto. A continuación se explican para cada caso, los datos disponibles, la metodología empleada en el cálculo y los resultados obtenidos en cuanto a volúmenes sedimentarios. La distribución de los sedimentos en todas estas cuencas está determinada por la evolución tectónica. La Cuenca de Alborán registra el mayor volumen sedimentario (44% del total), condicionada por la formación de grabens y semigrabens durante la primera etapa extensiva (desde aproximadamente 21 Ma hasta 9 Ma) y por el aumento del área de recepción en una segunda etapa compresiva (desde los 9 Ma hasta la actualidad). El Margen Atlántico recibe alrededor del 38% de los productos sedimentarios procedentes del orógeno Bético-Rifeño, mientras que las cuencas de antepaís representan un 13,4% y las cuencas intramontañosas tan sólo un 4,6% del volumen sedimentario total. La morfología de los depocentros de todas las cuencas estudiadas reproduce las direcciones de los principales accidentes tectónicos.

En la segunda parte de la Memoria se realiza un estudio estructural del Golfo de Cádiz mediante interpretación sísmica y una síntesis de datos estructurales previos, que proporcionan un marco tectónico completo para todo el orógeno. Una de las características más llamativas de esta región es la presencia del cuerpo sísmicamente caótico, que se divide en este trabajo en un dominio tectónico y otro gravitacional. El dominio tectónico se ha denominado Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz y representa la prolongación en mar de las unidades caóticas que rellenan las cuencas de antepaís. Se ha interpretado como la unidad imbricada más externa del orógeno Bético-Rifeño que se emplaza hacia el O entre el Mioceno inferior y el Tortoniense (aproximadamente 8 Ma) y deforma una sucesión de rocas sedimentarias del Mesozoico al Mioceno superior, donde las evaporitas del Triásico son abundantes. La parte gravitacional se interpreta como el producto de una sucesión de episodios de deslizamientos masivos submarinos que resultan en la acumulación de 23.000 km³ de material deslizado.

En la última parte del trabajo, se calculan en primer lugar las tasas de sedimentación y la contribución sedimentaria en cada cuenca por intervalos de tiempo. La comparación de las tasas obtenidas con los mapas de evolución paleogeográfica permite, por un lado, estimar la cantidad de sedimentos del Mioceno inferior y medio que no se han preservado en el registro, y por otro, obtener las tasas de erosión regionales. Además se realiza el estudio de los movimientos verticales tardi-orogénicos, que indican que el levantamiento y emersión de las regiones internas del orógeno se produce con posterioridad al Tortoniense superior por un mecanismo de plegamiento. Los levantamientos mayores se registran durante el Mioceno superior, coincidiendo con un aumento en las tasas de erosión y en las contribuciones sedimentarias. Entre el Plioceno y el Cuaternario tiene lugar un significativo incremento de la sedimentación en el Margen Atlántico que va acompañado sin embargo, de una disminución en las tasas de erosión en el área fuente de esta cuenca. Este aumento en los aportes de sedimentos, que convierten al Golfo de Cádiz en la principal cuenca receptora de sedimentos durante este periodo, responde al aumento paulatino del área de topografía subaérea que conlleva un mayor desarrollo de las redes de drenaje que desaguan en la vertiente Atlántica.

El análisis conjunto de la evolución de los procesos de erosión y sedimentación y de los principales eventos tectónicos, pone de manifiesto la existencia de dos procesos tectónicos sobrepuestos en la evolución del orógeno Bético-Rifeño. El primero responde a la lenta convergencia entre las placas Ibérica y Africana, activo desde el Cretácico superior hasta la actualidad. El segundo da lugar a una rápida imbricación de las Unidades Flysch, Externas y Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, además de la extensión en el Dominio Cortical de Alborán. Este segundo proceso es activo entre el Mioceno inferior y el Tortoniense (8-9 Ma). Una vez este proceso queda bloqueado, la convergencia de placas causa levantamientos post-tortonienses mediante el plegamiento de la corteza superior. Además, el acortamiento debido a la convergencia de placas es capaz de generar el espesor cortical actual de las Béticas Internas, a partir de una corteza previa irregular de alrededor de 24-25 km.

Índice

1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LAS BÉTICAS Y EL RIF....	4
1.2 OBJETIVOS.....	12
1.3 ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	14
2. BALANCE VOLUMÉTRICO DE SEDIMENTOS NEÓGENOS Y CUATERNARIOS EN LOS MÁRGENES SUDIBÉRICO Y NORTEAFRICANO.....	19
2.1 LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS NEÓGENAS DE LOS MÁRGENES SUDIBÉRICO Y NORTEAFRICANO.....	19
2.2 ASPECTOS METODOLÓGICOS Y LIMITACIONES.....	22
2.3 VOLÚMENES SEDIMENTARIOS.....	23
2.3.1 Mar de Alborán.....	23
2.3.1.1 Características geológicas de la cuenca.....	23
2.3.1.2 Relleno sedimentario.....	25
2.3.1.3 Datos y metodología.....	26
2.3.1.4 Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico.....	27
2.3.2 Golfo de Cádiz y Noroeste Africano.....	33
2.3.2.1 Características geológicas de la cuenca.....	33
2.3.2.2 Relleno sedimentario	34
2.3.2.3 Datos y metodología.....	37
2.3.2.4 Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico.....	39
2.3.3 Cuenca del Guadalquivir.....	44
2.3.3.1 Características geológicas de la cuenca.....	44
2.3.3.2 Relleno sedimentario	46
2.3.3.3 Datos y metodología.....	47
2.3.3.4 Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico.....	47
2.3.4 Cuencas neógenas de la Cordillera Bética.....	50
2.3.4.1 Características geológicas de las cuencas.....	50
2.3.4.2 Relleno sedimentario	51
2.3.4.3 Datos y metodología.....	55
2.3.4.4 Resultados del cálculo volumétrico.....	64
2.3.5 Cuencas neógenas del Rif.....	68
2.3.5.1 Características geológicas de las cuencas.....	68
2.3.5.2 Relleno sedimentario	70
2.3.5.3 Datos y metodología.....	71
2.3.5.4 Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico.....	71

2.4	VOLÚMENES ROCOSOS EQUIVALENTES.....	75
2.5	RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	77
3.	ESTRUCTURA DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO EN EL MARGEN ATLÁNTICO (GOLFO DE CÁDIZ Y MARGEN NOROESTE DE ÁFRICA).....	85
3.1	DATOS Y METODOLOGÍA.....	86
3.2	GEOMETRÍA Y EXTENSIÓN DEL CUERPO SÍSMICAMENTE CAÓTICO.....	88
	3.2.1 El Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz.....	89
	3.2.2 La Unidad Gravitacional de Herradura.....	95
3.3	ESTRUCTURA Y NATURALEZA DEL CUERPO SÍSMICAMENTE CAÓTICO EN LAS ZONAS EMERGIDAS.....	98
3.4	DISCUSIÓN.....	100
3.5	CONCLUSIONES.....	112
4.	INTERACCIÓN ENTRE LOS PROCESOS DE EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN CON LA EVOLUCIÓN PALINSPÁSTICA DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO.....	117
4.1	TASAS DE SEDIMENTACIÓN.....	117
	4.1.1 Cuenca de Alborán.....	120
	4.1.2 Margen Atlántico (Golfo de Cádiz y Noroeste Africano)....	123
	4.1.3 Cuencas de antepaís (Guadalquivir y Rharb).....	125
	4.1.4 Cuencas intramontañosas.....	127
	4.1.5 Evolución de las tasas de sedimentación (comparativa entre las distintas cuencas).....	128
4.2	RELACIÓN DE LOS PROCESOS SUPERFICIALES (EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN) CON LA EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA....	130
	4.2.1 Mioceno inferior y medio.....	131
	4.2.2 Mioceno superior.....	140
	4.2.3 Plioceno y Cuaternario.....	146
4.3	MOVIMIENTOS VERTICALES DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR Y EL PLIOCENO.....	148
4.4	FORMACIÓN DEL RELIEVE ACTUAL.....	164

4.5	CONCLUSIONES.....	172
5.	CONCLUSIONES GENERALES.....	181
	REFERENCIAS.....	191
	ANEXO.....	225

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

La evolución morfotectónica en áreas con deformación activa es el resultado de la interacción entre procesos geodinámicos a escala litosférica y procesos superficiales. Los procesos geodinámicos a escala litosférica generan movimientos tectónicos y movimientos verticales de origen isostático que dan lugar al levantamiento y subsidencia de distintas zonas dentro del área activa. Estos desplazamientos en superficie desencadenan procesos de erosión y sedimentación que tienden a dismantelar los relieves generados hasta alcanzar un equilibrio. Los procesos superficiales de erosión y sedimentación, que a su vez dependen de otros factores como la climatología y la erodabilidad, también condicionan los movimientos tectónicos así como los isostáticos de manera que modifican el balance de masas, lo cual determina la distribución de cargas.

La cuantificación de cada uno de estos procesos ha adquirido gran interés en las tres últimas décadas y es de gran importancia para comprender la formación y evolución de los orógenos. El cálculo del balance de masas y el flujo de material en los orógenos ayudan a reconstruir la evolución tectónica a escala cortical y a establecer los factores que controlan la evolución del relieve. Existen numerosos trabajos en este sentido que se desarrollan con el fin de determinar la evolución geodinámica en la formación de un orógeno (England, 1981; Guillaume y Guillaume, 1984; Molnar et al., 1993, Schlunegger et al., 1999; Jiménez-Munt et al., 2005, entre otros), la evolución de cuencas particulares (García-Castellanos et al., 2002; García-Castellanos et al., 2003), o la contribución de los factores climáticos en los procesos tectónicos de formación de una cordillera (e.g. Molnar y England, 1990; Kuhlemann et al., 2001; García-Castellanos, 2006).

El método del balance de sedimentos (e.g. Einsele y Hinderer, 1998) es uno de los métodos utilizados para cuantificar las tasas de erosión geomórfica y sedimentación ocurridas durante la formación de un relieve. La cuantificación de estas tasas junto a su distribución temporal y espacial permiten contrastar los modelos estructurales y cinemáticos previos, y contribuyen a la reconstrucción de la evolución tectónica de un orógeno (e.g. Kuhlemann et al., 2001).

La Cordillera Bética y el Rif, objeto de esta tesis, forman un orógeno que se sitúa sobre el límite de placas Euroasiática y Africana en la zona de transición entre el Atlántico y el Mediterráneo. La estructura a escala cortical y litosférica, así como la evolución geodinámica, son todavía hoy objeto de debate como consecuencia de su compleja evolución durante la orogenia Alpina a lo largo del Cenozoico. Las reconstrucciones cinemáticas muestran que esta región evoluciona en un contexto de convergencia de placas desde el Cretácico superior, con aproximadamente 200 km de acortamiento N-S entre el Oligoceno y el Tortonense, seguidos de 50 km de convergencia NO-SE desde el Tortonense hasta la actualidad (Dewey et al., 1989; Srivastava et al., 1990; Roest y Srivastava, 1991).

Las cuencas sedimentarias neógenas peri-Alpinas recogen una valiosa información sobre la formación y evolución de estos orógenos. Las Béticas y el Rif contienen un particular interés para este tipo de estudios, ya que las cuencas sedimentarias neógenas se encuentran ampliamente distribuidas entre las distintas sierras y aportan por tanto información sobre los cambios paleogeográficos y tectónicos en toda el área de estudio. Además, el Mar de Alborán constituye una cuenca interna, relativamente confinada, donde se reciben sedimentos de las Béticas y del Rif de manera continua desde el Mioceno inferior hasta la actualidad.

1.1 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LAS BÉTICAS Y EL RIF

Unidades tectónicas

Las Béticas y el Rif se han dividido tradicionalmente en una serie de unidades tectónicas que se repiten a ambos lados del mar de Alborán: las Zonas Internas, las Zonas Externas, las Unidades Flysch y las cuencas sedimentarias neógenas (Fig. 1.1).

Las **Zonas Internas** están formadas por los terrenos que constituyen el Bloque de Alborán (Andrieux et al., 1971), más recientemente denominado Dominio Cortical de Alborán. Se encuentran a S y N del Mar de Alborán y forman parte del basamento del mismo. En tierra dan lugar a los relieves más elevados, alcanzando más de 3.000 m de altitud en la Cordillera Bética.

El Dominio Cortical de Alborán está formado por tres conjuntos de unidades metamórficas polifásicas, que de muro a techo son, el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide, además de las Unidades Dorsal y Predorsal.

El Complejo Nevado-Filábride aflora en los núcleos de los domos de las Béticas Centrales y Orientales. A su vez se subdivide en dos complejos: el inferior (Veleta) con rocas del Devónico al Triásico afectadas por metamorfismo de baja presión y temperatura (Puga y Diaz de Federico, 1978; Diaz de Federico et al., 1979), y el complejo Mulhacén, con rocas del Paleozoico al Triásico y metamorfismo de alta presión y alta temperatura (e.g. De Jong, 1991).

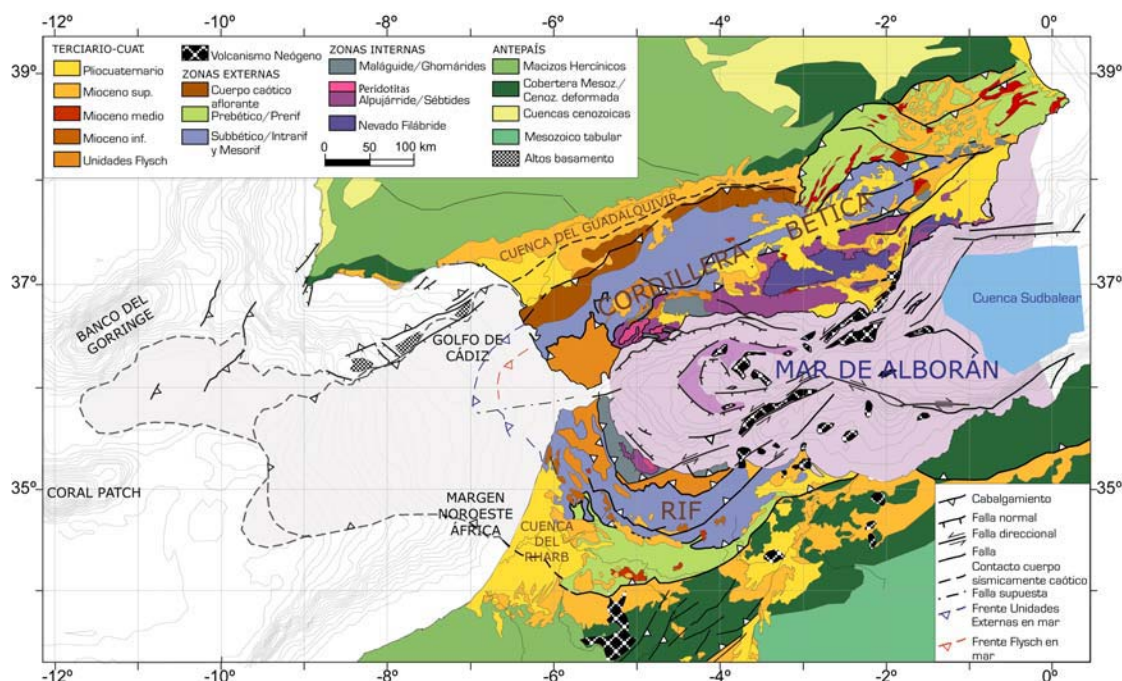


Fig. 1.1 Mapa tectónico de la Cordillera Bética y el Rif con las distintas unidades tectónicas. En el Mar de Alborán se muestran las estructuras del Neógeno (modificado de Comas et al., 1999). En el margen Atlántico se muestra la continuación de las unidades tectónicas de las Béticas y el Rif en mar.

El Complejo Alpujárride aflora en las Béticas y en el Rif, donde se conoce como Complejo Sébtide. Se trata de varias unidades tectónicas superpuestas con gran complejidad estructural, donde se reconoce sin embargo una secuencia estratigráfica que se repite en cada una de las unidades tectónicas. La secuencia

consta de rocas paleozoicas seguidas de una serie triásica, cuyo grado de metamorfismo es alto a muro y disminuye a techo (Egeler y Simon, 1969; Aldaya et al., 1979; Akkerman et al., 1980; Vissers, 1981; Kozur et al., 1985). En este complejo están intercaladas rocas de manto litosférico subcontinental, conocidas como peridotitas de Ronda en las Béticas y de Beni-Bousera en el Rif.

El Complejo Maláguide es el complejo superior y aflora tanto en las Béticas como en el Rif donde recibe el nombre de Complejo Ghomáride. Se trata de rocas con edades comprendidas entre el Paleozoico y el Cenozoico. Mientras que las rocas paleozoicas registran un metamorfismo de grado bajo atribuido a la Orogenia Hercínica (Chalouan y Michard, 1990; Balanyá, 1991), el resto de la serie mesozoica y cenozoica no presenta metamorfismo (Durand-Delga y Foucault, 1968; Didon et al., 1973; Geel, 1973; Martín-Algarra, 1987).

Por último, las Unidades Dorsal y Predorsal están compuestas por rocas sedimentarias de edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno inferior. Las rocas triásicas se depositaron sobre basamento de afinidad Maláguide o Alpujárride (Didon et al., 1973; Wildi et al., 1977; Wildi et al., 1981; Chalouan y Michard, 2004), por lo que se considera que estas unidades representan los paleomárgenes del Dominio Cortical de Alborán.

Las **Zonas Externas** comprenden los cinturones de cabalgamientos exteriores de las cordilleras, compuestos por rocas sedimentarias que abarcan desde el Triásico hasta el Mioceno inferior. Se trata de los paleomárgenes pasivos Ibérico y Africano, que durante el Mioceno fueron plegados y transportados por el empuje del Dominio Cortical de Alborán. Tanto en las Béticas como en el Rif, las Zonas Externas se dividen en varios dominios. El Prebético y PreRif constituyen las unidades más exteriores y comprenden facies continentales o marinas poco profundas. El Subbético y el MesoRif e IntraRif presentan facies de plataforma y pelágicas (e. g. García-Hernández et al., 1980).

Las **Unidades Flysch** se sitúan mayoritariamente en la parte más occidental de ambas cadenas y entre las Zonas Internas y Externas. Se trata de diversas unidades tectónicas plegadas que cabalgan unas sobre otras, compuestas por secuencias turbidíticas de edades comprendidas entre el Cretácico inferior y el Mioceno inferior (Crespo-Blanc y Luján, 2002).

Las **cuencas sedimentarias neógenas**, objeto de este estudio, incluyen las cuencas marinas del Mar de Alborán, las cuencas de antepaís de Guadalquivir en las Béticas y Rharb en el Rif, así como su prolongación hacia el Atlántico (Golfo de Cádiz y NO Africano), y las cuencas intramontañosas que ocupan las depresiones entre las distintas sierras.

Antepaís

El antepaís en ambas cordilleras lo representa el Paleozoico de los Macizos Hercínicos y la cobertera mesozoica. El Antepaís Ibérico Hercínico comprende de Oeste a Este, la Zona Surportuguesa, Ossa Morena y la Zona Centroibérica, todas ellas con una estructura aproximadamente perpendicular a las Béticas. En el extremo más oriental, las Zonas Externas Béticas cabalgan sobre la Cadena Ibérica.

La Meseta Marroquí está compuesta por las rocas paleozoicas de la Cadena Varisca, cuyos anticlinales presentan ejes de dirección NE-SO. Hacia el Este las rocas mesozoicas recubren esta estructura de forma tabular en el Plateau Argelino, mientras que en el Atlas se encuentran plegadas por la orogenia Alpina, donde la orientación de la estructura es NE-SO.

Volcanismo Neógeno

Las rocas volcánicas más antiguas se han datado entre los 22 y 23 Ma (Torres-Roldán et al., 1986) y se trata de un conjunto de diques basálticos emplazados en rocas del Maláguide y el Alpujárride en la parte más occidental de las Béticas. A continuación se producen varios episodios volcánicos de composición calcoalcalina. En las Béticas la actividad de este tipo queda restringida a la zona de Cabo de Gata y tiene lugar entre los 15 y los 7 Ma. La isla de Alborán corresponde a un edificio volcánico datado entre los 18 y 7 Ma mientras que en el Rif este volcanismo abarca entre 13 y 8 Ma y se encuentra más extendido (Bellon et al., 1981; Hernández et al., 1987).

A continuación, entre los 8 y 5 Ma en Béticas y los 9 y 4 Ma en el Norte de África, se produce un volcanismo potásico variado (de shoshonítico a lamprófitico). Por último, se encuentran lavas de basaltos alcalinos del Plio-Cuaternario en la zona de Cartagena en las Béticas y del Mesiniense al

Cuaternario al Este del Rif, en el Medio Atlas y en la Cordillera del Tell (e.g. Duggen et al., 2005).

Estructura tectónica

En general, las Zonas Externas de las Béticas y el Rif se encuentran deformadas según una tectónica de cabalgamientos, a favor de las rocas triásicas como nivel de despegue. Sólo en las zonas más orientales del cinturón del Rif, algunos autores consideran que el basamento se encuentra implícito en los cabalgamientos (Andrieux et al., 1971; Michard et al., 1992; Elazzab et al., 1997).

En las regiones más exteriores de ambas cordilleras, los cabalgamientos vergen hacia el antepaís. Por tanto la vergencia es hacia el NO en Béticas, hacia el Oeste en el estrecho de Gibraltar y hacia el SO y S en el Rif. Este cambio en la dirección de las estructuras da lugar a una forma arqueada, que ha llevado a algunos autores a denominar Arco de Gibraltar al orógeno formado por las Béticas y el Rif. En el contacto con las Zonas Internas de las Béticas, los cabalgamientos cambian de vergencia y forman retrocabalgamientos sobre las Zonas Internas (Fig. 1.1) (Banks y Warburton, 1991; Azañón et al., 2002, entre otros).

La colisión del Dominio Cortical de Alborán con las placas Ibérica y Africana comenzó en el Burdigaliense (Hermes, 1985; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2001), y provocó el desmantelamiento y plegamiento de los paleomárgenes que dieron lugar a las Zonas Externas.

Los estudios paleomagnéticos muestran rotaciones del eje vertical a favor de las agujas del reloj de unos 130° en las Zonas Externas de las Béticas, posteriores al Oligoceno (Osete et al., 1988; Osete et al., 1989; Platzman, 1992; Allerton et al., 1993; Platt y Walter, 1995; Krijgsman y Garcés, 2004) y contra las agujas del reloj hasta aproximadamente 100° en el Rif (Platzman, 1992).

Las Zonas Internas o Dominio Cortical de Alborán están compuestas por complejos metamórficos superpuestos por cabalgamientos, que han sido posteriormente exhumados por una intensa actividad extensional. Se han interpretado como parte de un anterior orógeno alpino, formado entre el Cretácico

superior y el Paleógeno, que fue fragmentado y dispersado durante el Mioceno (Álvarez et al., 1974; Bouillin et al., 1986; Azañón et al., 2002; Platt et al., 2003).

La extensión en el Dominio Cortical de Alborán fue contemporánea a la compresión que se produjo en las Zonas Externas (Frizon de Lamotte et al., 1989; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; Platt y Vissers, 1989; Banks y Warburton, 1991). Esta extensión dio lugar a la formación del Mar de Alborán, cuyo basamento lo forman rocas del Dominio Cortical de Alborán además de rocas volcánicas (Comas et al., 1992; García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1993; Platt et al., 1996; Platt et al., 1998; Soto y Platt, 1999; Comas et al., 1999).

Tanto en tierra como en el Mar de Alborán se han distinguido dos eventos extensionales principales, que a menudo reactivan los cabalgamientos previos (García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1999; Augier et al., 2005). La primera fase extensional se produce durante el Burdigaliense-Languicense, con una dirección de extensión aproximada N-S y afecta a las rocas del Complejo Alpujárride (Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995). La dirección y tiempo de actuación de esta fase es compatible con la apertura de la Cuenca Argelina (Augier et al., 2005). La segunda fase da lugar a un conjunto de fallas de bajo ángulo, que coinciden principalmente con el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride (García-Dueñas et al., 1992; Martínez-Martínez y Azañón, 2002), denominado Despegue de los Filabres, además de despegues menores en las unidades del Nevado-Filábride. Estos despegues actuaron durante el Serravaliense superior - Tortoniense inferior e indican un sentido de desplazamiento del bloque de techo hacia el SO, como consecuencia de una extensión NE-SO.

La deformación en el Dominio Cortical de Alborán, muestra una última fase de compresión desde el Tortoniense hasta la actualidad. Esta fase contractiva genera pliegues de dirección aproximada E-O, algunos de amplitud kilométrica, como los que forman los domos de las grandes sierras de las Béticas (Weijermars et al., 1985; Comas et al., 1992; Watts et al., 1993; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Comas et al., 1999).

Estructura cortical y litosférica

Los experimentos de sismica de refracción y reflexión realizados en la zona, además de la combinación de distintos observables geofísicos, han

permitido determinar el grosor cortical y litosférico (Banda y Ansorge, 1980; Banda et al., 1993; Fernández et al., 1998; Torne et al., 2000; González-Fernández et al., 2001; Fullea et al., 2007). Según estos autores, la corteza bajo las Béticas oscila entre los 38 km bajo Sierra Nevada y los 31 km de profundidad bajo el estrecho de Gibraltar, aumentando nuevamente hacia el Rif hasta alcanzar los 35 km. En el Mar de Alborán, donde la corteza continúa siendo continental, los espesores van desde 25 km en los márgenes hasta 15-20 km en el centro de la cuenca. Hacia el Este, la corteza sufre un paulatino adelgazamiento hasta alcanzar valores inferiores a 12 km en la zona de transición al dominio oceánico de la cuenca sud-Balear.

La base de la litosfera, se encuentra a una profundidad menor de 45 km en la zona más oriental de Alborán y alcanza los 140 km bajo el estrecho de Gibraltar (Torne et al., 2000). Los trabajos de tomografía sísmica de Blanco y Spakman (1993) y Calvert et al. (2000), muestran además un cuerpo de alta velocidad situado entre los 200 y los 650 km de profundidad.

Modelos geodinámicos existentes

Los primeros trabajos sobre la evolución geodinámica del orógeno Bético-Rifeño, proponían la existencia de una microplaca de Alborán o “Bloque de Alborán”, que se desplazó de manera rígida hacia el Oeste (Andrieux et al., 1971; Olivier, 1984; Sanz de Galdeano, 1990). La parte más occidental generaría el arco de Gibraltar por colisión frontal con África e Iberia, mientras que los bordes N y S de la microplaca, darían lugar a límites transcurrentes. Sin embargo, estudios estructurales posteriores, descartaron que el Dominio de Alborán se comportara como una placa rígida.

Los siguientes modelos se desarrollaron con el fin de explicar la existencia de la cuenca de Alborán, de naturaleza extensional, que presenta adelgazamiento cortical y una fuerte subsidencia en su parte más occidental, en un contexto de colisión continental.

Por un lado se encuentran los modelos en los que se invoca la sustracción de una porción de litosfera subcrustal, bien por colapso de una litosfera engrosada (Platt y Vissers, 1989; Vissers et al., 1995), o por delaminación litosférica (García-Dueñas et al., 1992; Morley, 1992; Docherty y Banda, 1995; Seber et al., 1996).

Según estos modelos, en primer lugar se produciría el engrosamiento de corteza y litosfera como consecuencia de la colisión entre litosferas continentales, lo que daría lugar al apilamiento de unidades en el Dominio Cortical de Alborán.

En el caso del colapso gravitacional, la astenosfera asimila la litosfera inestable que se desprende y tiende a ocupar el hueco dejado por esta. La sustitución por material más caliente causa el abombamiento, la extensión en la zona de Alborán y posterior colapso orogénico (Platt y Vissers, 1989). Cuando los esfuerzos verticales del colapso de la zona elevada superan los esfuerzos horizontales debidos a la convergencia de placas, se genera una fuerza capaz de empujar los cabalgamientos radialmente (England y Houseman, 1988).

Las críticas a este modelo se refieren a la naturaleza radial de los desplazamientos que se generarían, ya que en el orógeno Bético-Rifeño se observa una estructura en forma de arco, que se ha relacionado con un desplazamiento hacia el Oeste del Dominio Cortical de Alborán de al menos 200 km (Aldaya et al., 1984; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Bakker et al., 1989; De Jong, 1991; García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; Docherty y Banda, 1995; Platt et al., 2003).

Según el modelo de delaminación litosférica, a través de una inestabilidad térmica en una litosfera engrosada, la astenosfera alcanza el límite corteza-manto, dando lugar a la separación y asimilación de la litosfera inmediatamente por debajo de la Moho. Esto provocaría que el manto litosférico fuera retrayéndose a medida que la astenosfera se introduce entre corteza y manto (Morley, 1992; García-Dueñas et al., 1992; Docherty y Banda, 1992; Seber et al., 1996; Calvert et al., 2000).

Otros modelos consideran que la subducción es el mecanismo responsable de la forma arqueada de las Béticas y el Rif, así como de la presencia del Mar de Alborán que asemejan a una cuenca de tipo *back-arc*. El cuerpo de alta velocidad que se observa en las imágenes tomográficas, mostraría la lámina que subduce.

En cuanto a los modelos de subducción existe también la discusión sobre la naturaleza de la litosfera que subduce. Para algunos autores entre la Placa Ibérica y la Africana se produjo corteza oceánica, que comenzó a subducir, por debajo de la Placa Ibérica, al comenzar la convergencia de placas. En este caso la subducción se produciría hacia el Norte (De Jong, 1991; Zeck et al., 1992; Blanco

y Spakman, 1993). Zeck (1997) sugirió que en el Mioceno inferior la lámina que estaba subduciendo se desprendió. No obstante, las reconstrucciones de placas muestran una separación máxima entre ambas placas de alrededor de 200 km (Dercourt et al., 1986), que puede haber sido insuficiente para generar una lámina de 450-500 km, que es la longitud del cuerpo de alta velocidad que muestran las imágenes de tomografía.

Otros autores (Royden, 1993; Lonergan y White, 1997) consideran que se trata del antiguo frente de subducción del Tethys situado al Este, que comenzó a retroceder y se dividió en dos frentes. Uno retrocede en dirección SE y genera el arco de Calabria, mientras que el otro choca con Iberia y África dando lugar a las Béticas y el Rif, con la cuenca de *back-arc* situada en Alborán. En este caso la subducción se produciría hacia el Este.

Por último, Gutscher et al. (2002), basándose en el estudio de perfiles de sísmica de reflexión en el margen Atlántico del Arco de Gibraltar, proponen que la subducción continúa siendo activa y se produce hacia el Este.

1.2 OBJETIVOS

Los sedimentos neógenos y cuaternarios que se encuentran ampliamente distribuidos en la Cordillera Bética y el Rif, son contemporáneos a la formación del orógeno y registran la evolución del mismo. Cada uno de los modelos geodinámicos propuestos para las Béticas y el Rif tiene implicaciones distintas en cuanto a cantidad y dirección en los desplazamientos verticales y horizontales del Dominio Cortical de Alborán y su evolución temporal. Asimismo, los distintos modelos predicen situaciones diferentes en cuanto a la formación y evolución de las cuencas sedimentarias y generación del relieve.

El objetivo de este trabajo de investigación consiste en realizar un balance de los productos de erosión y sedimentación a partir de los volúmenes sedimentarios, y contrastarlo con la evolución tectónica y los movimientos verticales. El fin último es el de obtener la evolución morfotectónica del sistema Bético-Rifeño durante el Neógeno y contribuir a delimitar los modelos geodinámicos compatibles con los resultados obtenidos.

En base a lo expuesto, los objetivos específicos de este trabajo de investigación son los siguientes:

- Determinar el volumen total de sedimentos terrígenos neógenos y cuaternarios de las cuencas asociadas al orógeno Bético-Rifeño (Mar de Alborán, Golfo de Cádiz, cuencas de antepaís del Guadalquivir y el Rharb y cuencas intramontañosas).
- Separar los volúmenes totales por intervalos de tiempo.
- Estudiar específicamente el Golfo de Cádiz a partir de un gran número de líneas sísmicas para obtener la estructura tectono-sedimentaria de este margen.
- Prolongar las unidades tectónicas de las Béticas y el Rif en el Margen Atlántico, e integrar los resultados en un marco regional de la evolución tectónica con el que contrastar los resultados de los procesos de erosión y sedimentación.
- Calcular las velocidades de sedimentación y la contribución sedimentaria en intervalos de tiempo para cada una de las cuencas.
- Calcular las tasas de erosión en las superficies emergidas a partir del balance de masas y su evolución en el tiempo.
- Determinar los movimientos verticales durante el Mioceno superior y el Plioceno, inferidos de la altura actual de sedimentos marinos someros, y las tasas de levantamiento.
- Reconstruir la evolución morfotectónica durante el Neógeno y el Cuaternario en el orógeno Bético-Rifeño, a partir de relacionar la evolución tectónica, con la topográfica, y los procesos de erosión y sedimentación.

1.3 ESTRUCTURA DE LA TESIS

Esta tesis se ha dividido en cinco capítulos. El primer capítulo está dedicado a una introducción general que incluye la situación geológica del área de estudio además de los objetivos, mientras que el último está dedicado a las conclusiones generales del trabajo de investigación (Fig. 1.2).

Los tres capítulos centrales presentan los datos, la metodología y los resultados del trabajo realizado en cada una de las tres partes en que se estructura la tesis, que se divide de la siguiente manera:

El capítulo 2 se centra en el registro sedimentario de las cuencas neógeno-cuaternarias del orógeno Bético-Rifeño y muestra los volúmenes sedimentarios obtenidos a partir de datos recopilados de la literatura. Este capítulo se ha organizado por cuencas, donde se indican las características geológicas generales, la metodología utilizada para el cálculo de volumen y los resultados, para cada una de ellas.

En el capítulo 3 se realiza el análisis estructural regional del Margen Atlántico del orógeno a partir de la interpretación de perfiles sísmicos. Las principales estructuras tectónicas que se observan en tierra se prolongan hacia el O con el fin de resolver la estructura de las Béticas y el Rif hacia el Atlántico. Este capítulo concluye con una síntesis de los eventos tectónicos principales a escala regional ocurridos en el orógeno.

El capítulo 4 trata sobre los procesos generadores del relieve. Para ello se calculan en primer lugar las tasas de sedimentación. A continuación se comparan estos resultados con las distintas reconstrucciones paleogeográficas existentes en la bibliografía. A partir de las áreas emergidas extraídas de las reconstrucciones y el balance de masas de los volúmenes sedimentarios, se obtienen las tasas de erosión regionales. Estos resultados, junto con las tasas de levantamiento, que se calculan a partir del control estratigráfico, permiten definir la evolución del relieve durante el Neógeno.

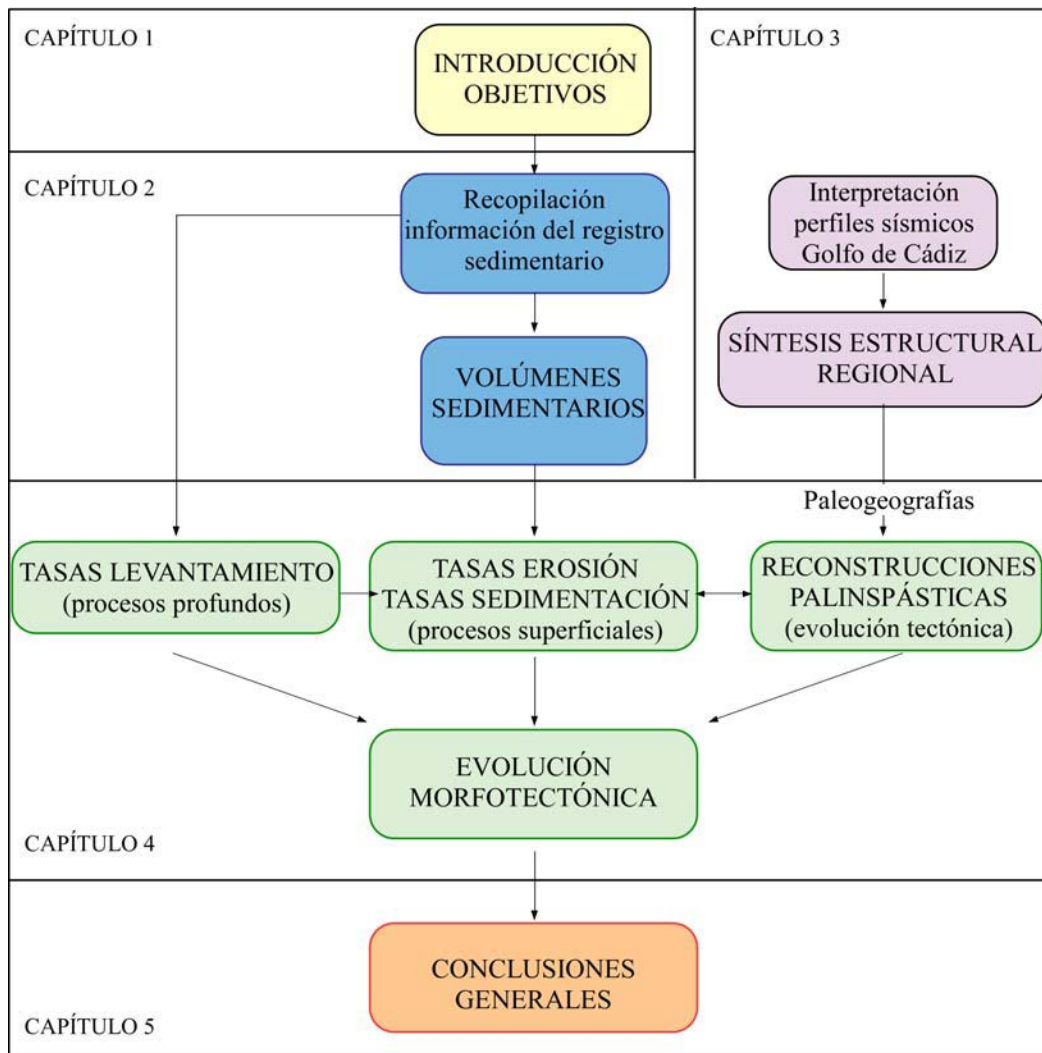


Fig. 1.2. Esquema de la estructuración de la tesis.

Capítulo 2

**BALANCE VOLUMÉTRICO DE
SEDIMENTOS NEÓGENOS Y
CUATERNARIOS EN LOS
MÁRGENES SUDIBÉRICO Y
NORTEAFRICANO**

2. BALANCE VOLUMÉTRICO DE SEDIMENTOS NEÓGENOS Y CUATERNARIOS EN LOS MÁRGENES SUDIBÉRICO Y NORTEAFRICANO

En este capítulo se cuantifican los volúmenes de la totalidad de las cuencas sedimentarias que reciben aportes sedimentarios del orógeno formado por las Béticas y el Rif. Estas cuencas han ido cambiando de geometría y extensión como consecuencia de la tectónica activa que ha ido creando y modificando las áreas subsidentes y emergentes a lo largo del Neógeno hasta la actualidad. Las cuencas sedimentarias de la zona de estudio comprenden: la Cuenca de Alborán, el Margen Atlántico (Golfo de Cádiz y Margen Noroeste Africano), las cuencas de antepaís del Guadalquivir y del Rharb, las cuencas intramontañosas y las cuencas actualmente destruidas del Mioceno inferior y medio de las Béticas y el Rif.

2.1 LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS NEÓGENAS DE LOS MÁRGENES SUDIBÉRICO Y NORTEAFRICANO

Hasta el Burdigaliense (19 Ma aproximadamente) las Zonas Externas constituían los paleomárgenes de las placas Ibérica y Magrebí, donde la sedimentación se producía en un ambiente marino de somero a profundo (e.g. Vera, 2001). La colisión continental de ambos márgenes con el Dominio Cortical de Alborán dio lugar a la deformación y estructuración de las Zonas Externas. Como consecuencia de esta colisión se generaron relieves incipientes entre los que se situaban distintas cuencas, tanto en las Zonas Externas como en el Dominio Cortical de Alborán, desde el Burdigaliense hasta el Serravaliense. En las zonas actualmente emergidas, los sedimentos de esta primera etapa están poco representados y forman afloramientos dispersos debido a que toda el área se vio sometida a fuertes cambios tectónicos durante el Mioceno inferior y medio. Posteriormente, se produjo una reorganización que dio lugar a una emersión generalizada y erosión de los sedimentos previamente depositados entre el Serravaliense superior y el Tortoniense inferior (episodio finiserravaliense según Soria (1998)).

Al frente de las Zonas Externas de las Béticas y el Rif, sobre los

formaron pequeñas cuencas situadas en la costa Mediterránea, limítrofes con el Mar de Alborán. Tras una transgresión marina estas cuencas se encontraban inicialmente unidas al Mar de Alborán, hasta que fueron emergiendo a partir del Tortoniense superior como consecuencia del levantamiento paulatino de toda el área.

El Mar de Alborán constituye la cuenca interna del orógeno y presenta una evolución tectónica compleja en la que predomina la extensión durante las primeras etapas, en el Mioceno inferior y Medio, y la compresión desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Comas et al., 1992; Bourgois et al., 1992; Woodside y Maldonado, 1992). La sedimentación que comienza en el Burdigaliense es fundamentalmente marina hasta la actualidad, con algunos hiatos y discordancias importantes. El episodio finiserravaliense dio lugar a una pronunciada discordancia (Rodríguez-Fernández et al., 1999), mientras que los altos del basamento pudieron incluso haber emergido. En el Mesiniense superior la formación del relieve en las Béticas y el Rif produjo la emersión de algunas cuencas y la conexión entre el Atlántico y el Mediterráneo quedó interrumpida. Este importante cambio paleogeográfico conocido como la crisis del Mesiniense (e.g. Krijgsman et al., 1999), provocó una importante erosión en algunas zonas del Mar de Alborán y una potente serie evaporítica en el centro del Mediterráneo (Comas et al., 1992; Chalouan et al., 1997).

El Golfo de Cádiz y Margen Noroeste Africano comprenden la parte más externa y occidental del orógeno y recibe sedimentos de los ríos principales de ambas cordilleras. Además, desde el Plioceno, esta cuenca se encuentra conectada al Mar de Alborán a través del Estrecho de Gibraltar, que representa un importante intercambio de corrientes.

Otros sedimentos neógenos presentes en el área de estudio están constituidos por los sedimentos del Aquitaniense y el Burdigaliense inferior implícitos en las Unidades Flysch. Estas unidades están compuestas por turbiditas marinas de edades comprendidas entre el Jurásico medio y el Burdigaliense inferior. Los estudios sedimentológicos muestran que los aportes detríticos durante el Terciario provienen tanto del Dominio Cortical de Alborán, como de las arenas del Sahara (Luján, 2003; Frizon de Lamotte et al., 2004). El surco de los Flysch, donde se depositaron estas unidades, se obliteró en el Mioceno inferior dando lugar a un prisma de acreción. La deformación muestra acortamiento en la dirección E-O, que se ha atribuido a la migración del Dominio Cortical de Alborán hacia el O. Los sedimentos del Oligoceno y Mioceno inferior

según Flinch (1993), corresponden a depósitos sintectónicos del prisma de acreción, en lugar de a la sedimentación propia de los surcos.

2.2 ASPECTOS METODOLÓGICOS Y LIMITACIONES

Cuantificar el material transferido desde un orógeno a las cuencas sedimentarias a través de los procesos superficiales de erosión, transporte y sedimentación, plantea numerosas incógnitas que son a menudo difíciles de resolver. Las cuencas sedimentarias estudiadas no son sistemas cerrados y por tanto una parte del material procedente de la erosión del orógeno Bético-Rifeño que ha sido transferido hacia el E en la Cuenca Mediterránea y hacia el Océano Atlántico en el caso de la vertiente occidental, no puede ser cuantificado. No obstante, un análisis de los datos disponibles de sondeos dentro y fuera de las cuencas estudiadas, así como de la bibliografía disponible en lo referente a la procedencia de sedimentos, nos muestra que los aportes detríticos de erosión del orógeno quedan principalmente confinados en trampas sedimentarias. Es el caso de los depocentros en el Mar de Alborán, y de los depósitos contorníticos y depocentros cercanos a la costa, en el margen Atlántico, como se detallará más adelante. El hecho de que estas cuencas se encuentren situadas entre dos masas continentales, unido a la fuerte subsidencia tectónica del Mar de Alborán, hace que la mayor parte de los aportes sedimentarios queden atrapados en estas cuencas. Se considera que tan sólo una parte del material en suspensión saldría del sistema y que éste no debe representar un volumen significativo frente al volumen total calculado en las cuencas sedimentarias.

Otra incertidumbre la representa la imposibilidad de conocer la cantidad de erosión por mecanismos de disolución. Sin embargo, estudios previos asumen que el volumen de material erosionado por disolución en orógenos activos es mucho menor que el que se transporta mecánicamente y que en cualquier caso se encuentra dentro del límite de error del cálculo (e.g. Einsele y Hinderer, 1998; Burbank y Anderson, 2001).

Las limitaciones del método para el cálculo de volúmenes sedimentarios se refieren además a la ausencia de datos continuos en determinadas zonas, donde es necesario extrapolar la información y a posibles incertidumbres en las dataciones.

No obstante, debido al carácter regional de este estudio, se considera que a pesar de las limitaciones, los resultados presentan un grado de precisión

suficiente para los objetivos planteados. Además, estos resultados representan una valiosa información en cuanto a que suponen una primera cuantificación de los procesos superficiales ocurridos en el orógeno Bético-Rifeño. Los valores obtenidos están sujetos a posibles modificaciones a medida que el conocimiento estratigráfico de la zona vaya aumentando, pero se mantendrán en cualquier caso dentro del mismo orden de magnitud.

La metodología seguida para el cálculo volumétrico incluye los siguientes pasos comunes en todas las cuencas:

- Recopilación y digitalización de datos. Los datos incluyen perfiles de sísmica multicanal, sondeos, cortes geológicos, mapas geológicos, mapas de isopacas, etc., y presentan una resolución espacial tanto horizontal como vertical muy variable.
- Cuantificación del volumen sedimentario total en cada una de las cuencas, mediante la elaboración de mapas de isopacas o por el método de cortes seriados. La metodología que depende de la cantidad y el tipo de datos de partida, se explica con detalle en el apartado correspondiente a cada cuenca.
- División del volumen total en volúmenes parciales por unidad de tiempo.
- Cálculo del volumen rocoso teórico equivalente de los volúmenes sedimentarios parciales obtenidos, teniendo en cuenta las densidades de las rocas del área fuente y las densidades sedimentarias.

Los tres primeros pasos se detallan en el apartado 2.3 *Volúmenes sedimentarios*, para cada una de las cuencas estudiadas y los cálculos realizados en el cuarto paso, se explican en el apartado 2.4 *Volúmenes rocosos equivalentes*.

2.3 VOLÚMENES SEDIMENTARIOS

2.3.1.- Mar de Alborán

2.3.1.1.- Características geológicas de la cuenca

El Mar de Alborán se encuentra situado entre la Cordillera Bética y el Rif, limitado al Oeste por el estrecho de Gibraltar. Actualmente existen diversas

estructuras que compartimentan el fondo marino. El alto de Alborán, con una dirección NE-SO y una elevación que la hace emerger localmente y la falla dextral de Yusuf, dividen la cuenca sedimentaria de Alborán en tres subcuencas: las cuencas del Oeste, Sur y Este (Fig. 2.1).

El basamento acústico de Alborán está compuesto por corteza continental adelgazada del Dominio Cortical de Alborán y por rocas volcánicas (Comas et al., 1992; García-Dueñas et al., 1992; Comas et al., 1993; Platt et al., 1996; Platt et al., 1998; Soto y Platt, 1999; Comas et al., 1999). Las rocas volcánicas se encuentran formando principalmente los altos batimétricos del centro y E de la cuenca y corresponden a rocas alcalinas y calcoalcalinas del Mioceno inferior y del Serravaliense superior al Tortoniense (Comas et al., 1992). Un volcanismo más reciente dio lugar a las lamproitas mesinienses, shoshonitas (4,5-9 Ma) y basaltos alcalinos (1,5-6 Ma) que se encuentran extendidas a lo largo de la cuenca (Bellon et al., 1983; Hernández et al., 1987; de Larouzière et al., 1988; Montenat et al., 1992).

La cuenca de Alborán se formó por extensión de los terrenos previamente engrosados del Dominio Cortical de Alborán (Comas et al., 1992; Rodríguez-Fernández et al., 1999). Se han distinguido dos etapas principales de *rifting* entre el Mioceno inferior y medio que se correlacionan a su vez con niveles de despegue observados en las zonas emergidas de las Béticas y el Rif (Galindo-Zaldívar et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; Chalouan et al., 1995). En el Tortoniense superior cesó la extensión y comenzó una etapa contractiva que dio lugar a pliegues y sistemas de fallas direccionales activas hasta la actualidad (Comas et al., 1992; Bourgois et al., 1992).

Los sedimentos que rellenan esta cuenca presentan edades comprendidas entre el Aquitaniense superior o Burdigaliense y el Cuaternario. Estos depósitos se acumulan preferentemente en la Cuenca Oeste donde superan los 8.000 m de espesor (Soto et al., 1996). En la Cuenca Oeste, se produce un fenómeno de diapirismo de lodo que se manifiesta en superficie como volcanes de lodo (Comas et al., 2003). Los diapiros y los volcanes de lodo se enraízan en los primeros sedimentos de relleno de la cuenca que presentan una naturaleza subcompactada (Unidades VI y V de Jurado y Comas (1992)) (Sautkin et al., 2003; Talukder, 2003). El importante desarrollo del diapirismo en esta zona, se produce a partir de una etapa extensiva en el Mioceno medio y como consecuencia de la sobrepresión ejercida por la acumulación sedimentaria (Soto et al., 2003; Talukder, 2003).

El Mar de Alborán no ha estado confinado a sus límites actuales, sino que ha ido variando su extensión a lo largo del Neógeno debido a cambios eustáticos y tectónicos. Durante el Mioceno e incluso el Plioceno, el Mar de Alborán se encontraba conectado a las cuencas que actualmente están emergidas en las Béticas y el Rif (Comas et al., 1992; Rodríguez-Fernández et al., 1999).

2.3.1.2.- Relleno sedimentario

Las distintas unidades que rellenan la cuenca presentan fuertes cambios en su espesor y arquitectura debido a la estructura del basamento y a la tectónica sinsedimentaria. Los sedimentos provienen tanto de las Béticas como del Rif y se han estudiado a partir de sondeos comerciales del margen ibérico y africano (Jurado y Comas, 1992) y en perforaciones de la campaña DSDP (Site 121; Ryan et al., 1973) y del ODP (Site 976; Comas et al., 1999).

Jurado y Comas (1992) y Comas et al. (1992) distinguen seis unidades sismo-estratigráficas en el relleno sedimentario del Mar de Alborán. Los materiales más antiguos de edades comprendidas entre el Aquitaniense superior (?) y el Burdigaliense superior (Unidad VI) están constituidos por olistostromas con una matriz de arcillas subcompactadas que se depositaron en un medio marino. Algunos autores consideran que durante la colisión del Dominio Cortical de Alborán con los paleomárgenes en el Burdigaliense superior, la unidad Predorsal retrocabalga y fragmentos de la misma caen en el interior de la cuenca como olistostromas, dando lugar al Complejo de Alosaima que aflora en superficie (Balanyá y García-Dueñas, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1987) y a su equivalente en la cuenca, la Unidad VI de Comas et al. (1992).

Las unidades V y IV, de edad Languiense-Tortoniense inferior, presentan facies arcillosas subcompactadas en la base, que pasan a arcillas, margas y arcillas limosas con intercalaciones de arenas, conglomerados y niveles piroclásticos. La unidad III (Tortoniense inferior y superior) está compuesta principalmente por areniscas entre las que se intercalan arcillas y arenas de tipo turbidítico. La unidad II, de edad Mesiniense, presenta sedimentos marinos de tipo carbonático además de yesos y anhidritas. Por último, la unidad I que abarca el Plioceno y el Cuaternario, está constituida por sedimentos hemipelágicos compuestos principalmente por nanofósiles con pequeñas proporciones de arena.

En el Tortoniense inferior una discordancia sedimentaria separa la secuencia *sin-rift* de la *post-rift* (Comas et al., 1992; Comas et al., 1999). Se trata del comienzo de la etapa contractiva que da lugar a un cambio en los

depocentros, que pasan de estar confinados en los graben extensivos a ocupar los ejes de los sinclinales de dirección E-O. Esta etapa contractiva viene seguida de un aumento de la subsidencia en el Mar de Alborán en el Tortonense superior (Rodríguez-Fernández et al., 1999).

Otra discordancia importante a nivel regional de cuenca, viene marcada por la crisis del Mesiniense. Durante el Mesiniense superior una regresión marina da lugar a grandes acumulaciones de evaporitas en la cuenca del Mediterráneo (e. g., Krijgsman et al., 1999a) y a una emersión seguida de una erosión de los sedimentos, al menos en el margen S del Mar de Alborán (Chalouan et al., 1997).

2.3.1.3.- Datos y metodología

Para realizar el cálculo del volumen total de sedimentos presentes en el Mar de Alborán se disponía de la malla con la que se produjo el mapa de isopacas del Mar de Alborán por Soto et al. (1996) (Fig. 2.2). Estos autores realizaron el mapa de isopacas a partir de la interpolación de datos de espesores sedimentarios extraídos de 9.000 km de perfiles de sísmica multicanal y la correlación con sondeos. En los sectores Norte y Oeste de Alborán la cobertura de los perfiles sísmicos permite una buena definición, mientras que al E y SE, la incertidumbre aumenta debido a la presencia de cuerpos volcánicos intercalados en la serie sedimentaria que pueden estar enmascarando el verdadero basamento (Soto et al., 1996).

El volumen total se dividió en tres intervalos de tiempo: 1) Mioceno inferior y medio, 2) Mioceno superior y 3) Plioceno-Cuaternario. Para el intervalo entre el Plioceno y el Cuaternario existen mapas de isopacas que cubren amplias regiones de la cuenca de Alborán (Fig. 2.3 A) (Pérez-Belzuz, 1999; Alonso y Maldonado, 1992). Para realizar el cálculo del volumen sedimentario acumulado durante este intervalo de tiempo, además de estos mapas se introdujeron datos de espesores extraídos de perfiles de sísmica multicanal (Fig. 2.3 A). La distinción entre los sedimentos del Plioceno y Cuaternario y los de edad miocena viene marcada por el reflector M, que corresponde a la discordancia erosiva regional de la crisis del Mesiniense, a techo de las secuencias miocenas.

Una vez eliminados los sedimentos del Plioceno al Cuaternario del mapa de isopacas total, se obtuvo el mapa de isopacas para el Mioceno. La división entre el Mioceno medio y el Mioceno superior se realizó tomando el reflector R3 de Comas et al. (1992) y Jurado y Comas (1992) como referencia. Este reflector

representa una discordancia angular que pasa lateralmente a continuidad hacia el SE. El reflector R3 no corresponde exactamente con el límite entre Mioceno medio y superior, pero es la discordancia más cercana del mismo y se ha datado como intra-Tortonense inferior (aprox. 9 Ma) (Comas et al., 1999). Para ello se recopilaron perfiles de sismica multicanal, junto con un mapa de isobatas disponible de un área de la cuenca Oeste (Fig. 2.4 A).

Todos los mapas de isopacas se realizaron a partir de la interpolación de cada reflector mediante el método *Kriging* en el programa SURFER. Este método de interpolación es adecuado para datos distribuidos irregularmente, ya que el algoritmo de cálculo tiene en cuenta la tendencia de los mismos. Las mallas generadas para realizar los mapas de isopacas ocupan un área aproximada de 400 km en dirección E-O por 300 km en dirección N-S y un espaciado de malla de 4,5 km.

Las velocidades utilizadas para el cálculo de espesores sedimentarios a partir de los tiempos de doble recorrido de los perfiles sísmicos se extrajeron de los datos publicados por Soto et al. (1996). Estos autores establecen un intervalo de velocidad entre 1,6 y 1,9 km/s para la Unidad I; 2,5 km/s para la Unidad III; 3,7 km/s para la Unidad IV y 4,3 km/s para la Unidad V. En este trabajo se ha tomado una velocidad media de 1,8 km/s para el Plioceno y Cuaternario (Unidad I), 2,5 km/s para el Mioceno superior (Unidades II y III) y 4 km/s para el Mioceno inferior y medio (Unidades IV y V).

2.3.1.4- Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico

La distribución de los sedimentos en el Mar de Alborán indica un fuerte control estructural. El mapa de isopacas del espesor total (Fig. 2.2) muestra un relleno sedimentario irregular que se distribuye principalmente en marcados depocentros. El mayor depocentro se sitúa tras el Arco de Gibraltar en la Cuenca Oeste de Alborán, donde el relleno sedimentario supera los 8.000 m de espesor y presenta una forma de arco. En la parte N de este arco, los espesores máximos se alinean según la dirección N50°E. La parte S del depocentro presenta una mayor extensión y se orienta según la dirección N150°E. Al Norte, frente a la costa entre Málaga y Almería, se distingue otro depocentro elongado según la dirección E-O, donde los sedimentos alcanzan los 4.500 m de espesor. La parte central del Mar de Alborán está constituida por un alto del basamento tabular, donde el espesor sedimentario marca un mínimo.

Sondeos situados al E de la cuenca del Mar de Alborán, en la Cuenca Sud-

Balear (975 de ODP, Comas et al. (1996) y 371 de DSDP, Hsü et al. (1978)), muestran que el relleno sedimentario en estas regiones más orientales lo constituyen sedimentos pelágicos y hemipelágicos formados principalmente por nanoplankton. Sedimentos detríticos recuperados en el más profundo de los dos sondeos, realizado a 2.792 m de profundidad respecto al nivel del mar (DSDP 371), están compuestos por fragmentos carbonáticos y fósiles, que indican que estos sedimentos proceden de la erosión de los propios depósitos hemipelágicos. Estos datos muestran que en esta área no existe sedimentación de influencia continental. Por ello se considera que la mayor parte de la sedimentación procedente de la erosión de las Béticas y el Rif se acumula en la cuenca de Alborán que actúa como una cuenca semiconfinada.

El volumen total de sedimentos en la Cuenca de Alborán, que se acumula principalmente en su parte más occidental, es de aproximadamente 120.000 km^3 , según el mapa de isopacas. Sin embargo es necesario establecer un límite dentro del cual la sedimentación proceda de la Cordillera Bética y el Rif y no de otras áreas como la cordillera del Atlas o el Tell.

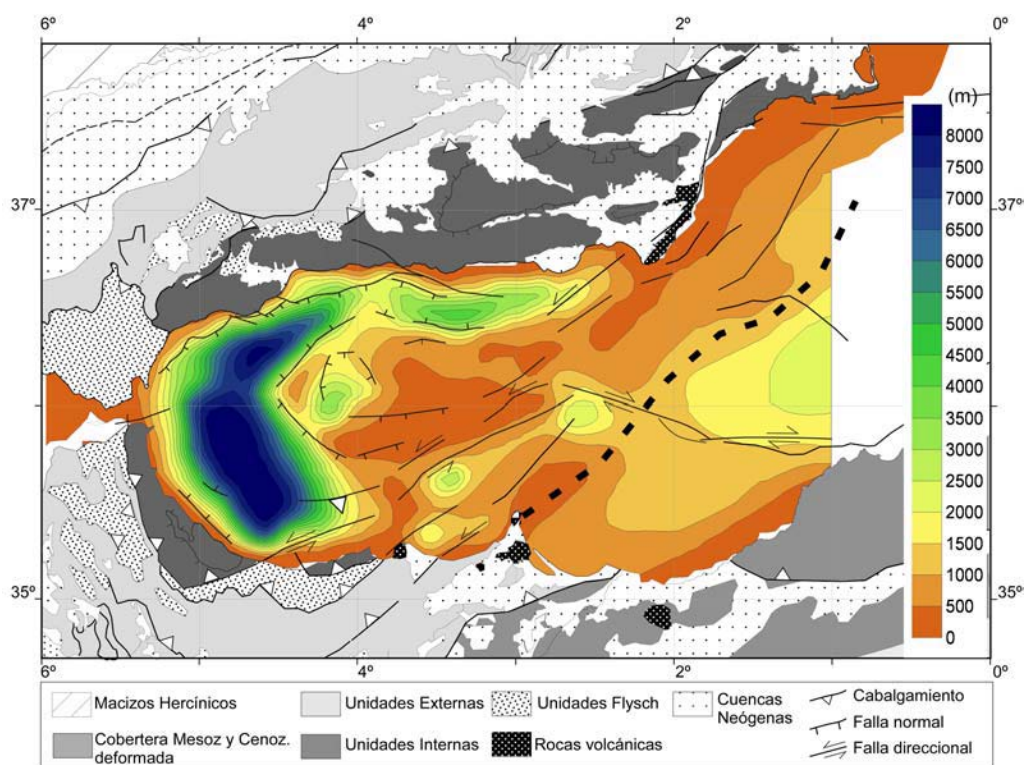


Fig. 2.2 Mapa de isopacas de sedimentos del Mar de Alborán (Soto et al., 1996). La línea discontinua marca el límite oriental considerado para el cálculo.

Al menos desde el Mioceno superior, la cuenca de Taza-Guercif que se encuentra emergida actualmente y situada al SE del Mar de Alborán, recibe sedimentos procedentes del Atlas (Krijgsman et al., 1999b). Esta cuenca desagua hacia el N, en el Mar de Alborán. Es necesario por tanto establecer un límite que separe la sedimentación procedente del Rif con respecto a la que resulta de la erosión del Atlas en el sector S de Alborán. Se ha tomado como posible límite el alto estructural de dirección SO-NE situado en la cuenca S de Alborán, ya que representa una barrera tectónica que separa el área donde se reciben sedimentos procedentes de la cuenca de Taza-Guercif. Eliminar el volumen sedimentario de esta región del mapa de isopacas, supone restar alrededor de 22.000 km³ al cómputo de volumen total. Por tanto el total de sedimentos del Mioceno al Cuaternario en el Mar de Alborán da un resultado de aproximadamente 98.000 km³.

Los sedimentos del Plioceno y el Cuaternario se encuentran distribuidos a lo largo de toda la cuenca (Fig. 2.3 B). El espesor sedimentario oscila entre los 500 y los 1000 m, con algunas regiones donde se acumulan entre 1000 y 1600 m. Estas zonas de mayor espesor sedimentario se sitúan en áreas cercanas a la plataforma, fundamentalmente en la parte más occidental y presentan en algún caso, como al S de Almería, un marcado control tectónico.

Los análisis sedimentológicos de los sondeos de la campaña ODP muestran que la fracción detrítica de los sedimentos de esta edad proviene en su totalidad de las rocas metamórficas y sedimentarias expuestas en las Béticas y en el Rif (Marsaglia y Tribble, 1999). Sin embargo, la fracción detrítica apenas representa un 10 % en la mayoría de los sedimentos del Plio-Cuaternario recogidos en los distintos emplazamientos, mientras que cerca del 90 % está compuesto por nanofósiles calcáreos y foraminíferos, según muestran los análisis de laboratorio (Skilbeck y Tribble, 1999). Estos sondeos no obstante, se sitúan en el centro de la cuenca, en zonas alejadas de la costa. El sondeo 976, que se sitúa en una zona más cercana a la costa que el resto de los emplazamientos, recoge una alternancia de turbiditas, depósitos de gravedad homogéneos y sedimentos hemipelágicos. Igualmente, sondeos comerciales realizados en la plataforma sudibérica (Comas et al., 1999), así como estudios sedimentológicos (Alonso y Maldonado, 1992; Pérez-Belzuz, 1999), indican que amplias zonas del Mar de Alborán están compuestas por depósitos turbidíticos y no hemipelágicos.

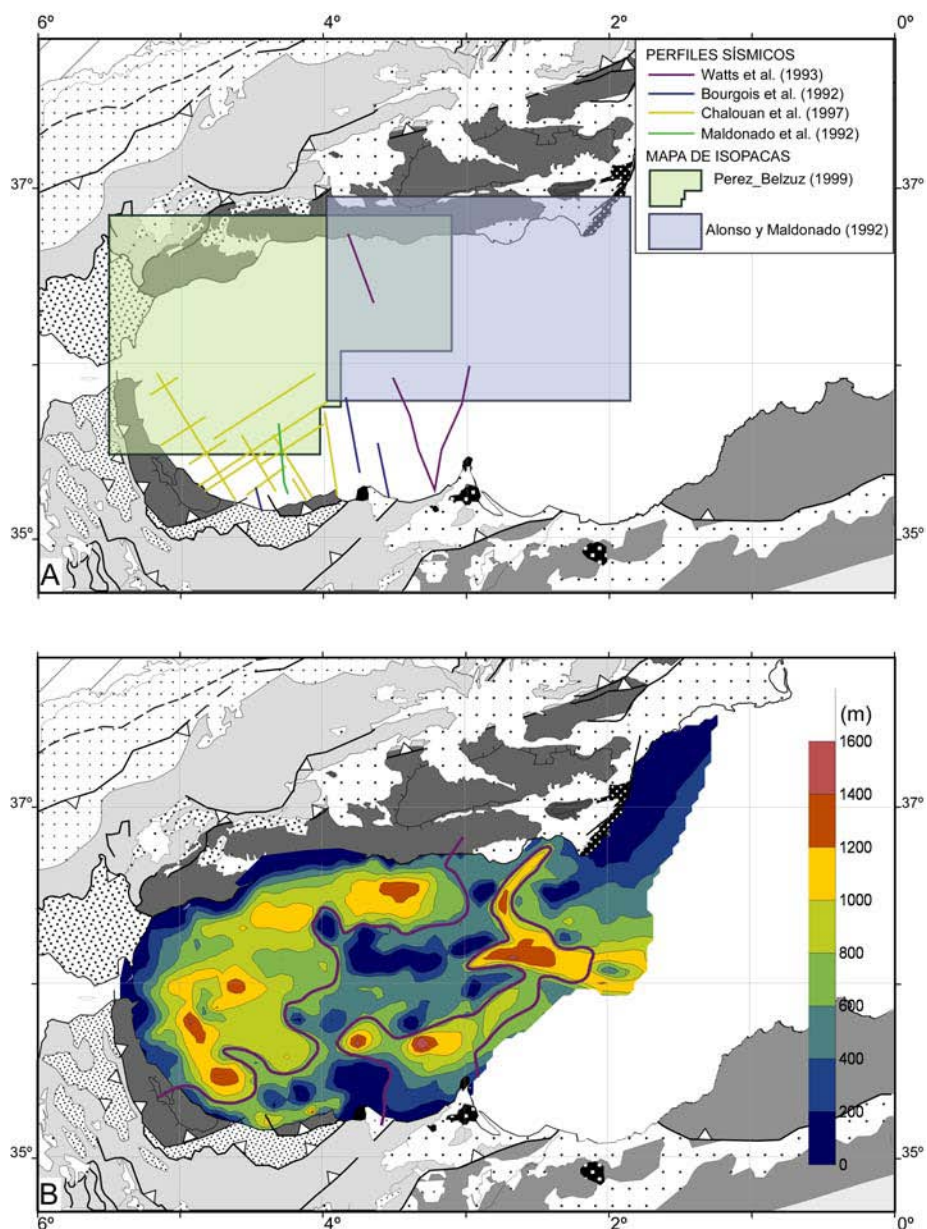


Fig. 2.3 **A** Datos utilizados para realizar el mapa de espesores sedimentarios del Plioceno y Cuaternario en el Mar de Alborán. **B** Mapa de isopacas del Plioceno y Cuaternario. La línea morada marca los depocentros donde la sedimentación es fundamentalmente detrítica tal y como se discute en el texto. Leyenda del mapa geológico como en Fig. 2.2.

En este trabajo se considera que las zonas de plataforma y talud, así como los depocentros que representan regiones donde se acumulan depósitos de gravedad, están compuestos mayoritariamente por sedimentos detríticos procedentes del desmantelamiento de las Béticas y el Rif. En el resto del área en el que el espesor es menor y más homogéneo, como corresponde a la

sedimentación de tipo hemipelágica, se ha tomado únicamente un 10% del volumen presente, de acuerdo con las descripciones de los análisis texturales de los sondeos. El volumen total de sedimentos del Plioceno y Cuaternario extraído del mapa de isopacas da un resultado de 29.000 km³ sin eliminar la fracción hemipelágica calculada, y de 20.600 km³ una vez retirado el volumen de dichos sedimentos.

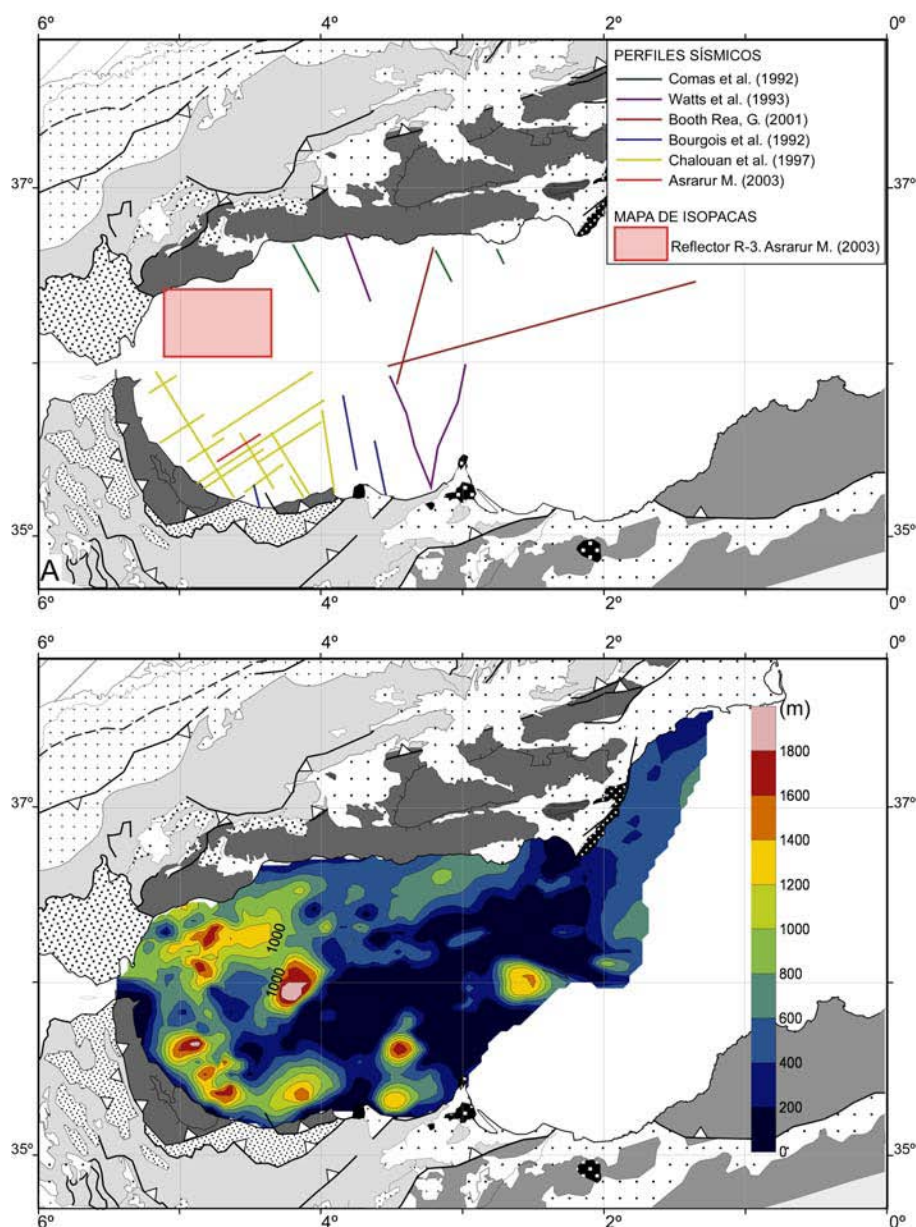


Fig. 2.4 A Datos utilizados para realizar los mapas de espesores sedimentarios del Mioceno en el Mar de Alborán. B Mapa de isopacas del Mioceno superior. Leyenda del mapa geológico como en Fig. 2.2.

Los sedimentos del Mioceno superior se acumulan en marcados depocentros en los que se superan los 1.500 m de espesor, llegando a alcanzar 2.000 m en algunos casos (Fig. 2.4 B). El mayor volumen sedimentario se encuentra al N y O de la cuenca. En la Cuenca Oeste de Alborán, la presencia de diapiros de lodo de las capas inferiores que se intruyen en los sedimentos del Mioceno superior alteran la estructura sedimentaria original, dando lugar a una arquitectura muy irregular.

La fracción detrítica de los sedimentos miocenos procede de las rocas metamórficas y sedimentarias de las Béticas y el Rif, al igual que en el caso anterior (Marsaglia y Tribble, 1999). El resultado obtenido a partir de los mapas de isopacas elaborados indica un volumen de sedimentos para el Mioceno superior de 24.400 km³.

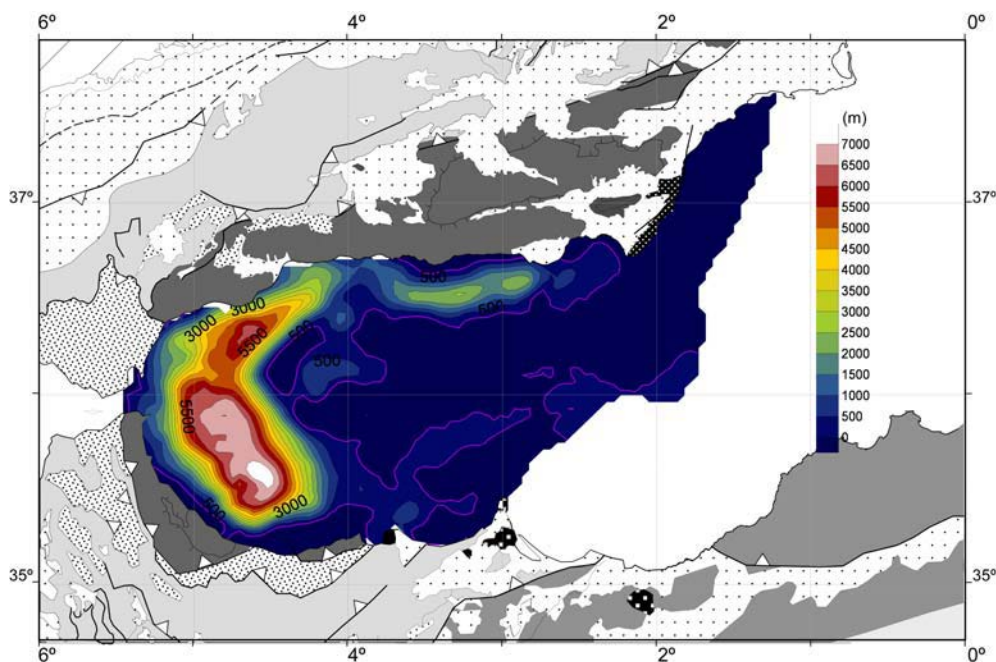


Fig. 2.5 Mapa de isopacas del Mioceno inferior y medio. Leyenda como en Fig. 2.2.

Los sedimentos del Mioceno inferior y medio los constituyen las Unidades IV, V y VI de Jurado y Comas (1992), además de los diapiros que atraviesan la totalidad de la serie sedimentaria. Parte de los materiales que forman los diapiros podrían corresponder a sedimentos del Mioceno superior y del Plio-Cuaternario incorporados a las masas diapíricas a medida que éstas ascienden. Sin embargo, el área fuente y por tanto el grueso del volumen lo constituyen las Unidades V y VI de Jurado y Comas (1992) (Asraur, 2003). Estas unidades se

encuentran confinadas en los depocentros (Fig. 2.5) y comprenden sedimentos sintectónicos de las fases extensionales. Según los datos disponibles hasta el momento, se trata de sedimentos detríticos y olistostromas. El resultado volumétrico obtenido para estos sedimentos, da un total de 44.600 km³.

	Volumen total km ³	Volumen fracción detrítica km ³
Plio-Cuaternario 5,3 - 0 Ma	29000	20600
Mioceno sup. 9 - 5,3 Ma	24400	24400
Mioceno inf. a sup. ~20,4 - 9 Ma	44600	44600
TOTAL	98000	89600

Tabla 2.1 Resumen resultados del cálculo volumétrico en la cuenca de Alborán.

2.3.2.- Golfo de Cádiz y Noroeste Africano

2.3.2.1.- Características geológicas de la cuenca

El cálculo volumétrico en esta región comprende el relleno sedimentario neógeno y cuaternario de las plataformas y taludes continentales del SO de la placa Ibérica y el NO de la placa Africana, así como su prolongación hacia las llanuras abisales de Herradura y Sena en el dominio oceánico (Fig. 2.1).

En esta zona, existen dos rasgos importantes sin resolver: el trazado completo del límite entre corteza oceánica y continental, y la posición del límite entre las placas Ibérica y Africana. Hacia el Oeste el límite de placas se resuelve a lo largo de una única falla, la falla de Gloria. La zona de estudio sin embargo, comprende una banda deformada de alrededor de 300 km de anchura, donde la sismicidad es dispersa (e.g. Stich et al., 2003).

A grandes rasgos, la estructura tectónica que se observa actualmente en esta región, es el resultado de una etapa de *rifting* mesozoica seguida de varias fases de compresión. La convergencia se registra en distintas etapas debido a los movimientos relativos de las placas. En el Paleoceno superior comienza a sentirse en el área la orogenia Alpina, que da lugar a los pliegues pre-Neógenos que se observan en el Golfo de Cádiz (Olivet et al., 1984; Terrinha, 1998). Además, es en este contexto tectónico compresivo donde a partir del Mioceno inferior, el Dominio Cortical de Alborán se emplaza hacia el Oeste, empujando las unidades mesozoicas que constituían los paleomárgenes ibérico y africano que finalmente cabalgan sobre el antepaís. Los cálculos de los movimientos relativos entre las placas Africana e Ibérica muestran una convergencia en esta región de 0,25 a

0,42 cm/año (Argus et al., 1989; DeMets et al., 1994).

El basamento continental comprende los materiales paleozoicos de los Macizos Hercínicos Ibérico y Africano (González et al., 1998; Maldonado et al., 1999), así como la prolongación de las unidades tectónicas de la Cordillera Bética y el Rif en la parte más oriental (Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003). El Capítulo 3 de esta memoria se dedica al estudio estructural de esta región.

2.3.2.2.- Relleno sedimentario

La sedimentación en el margen SO de Iberia y NO de África se encuentra fuertemente influenciada por la estructura y evolución tectónica de la zona, así como por los cambios de nivel eustático. En cuanto a la sedimentación, en líneas generales se distinguen un dominio continental, que abarca la plataforma continental y el talud, y un dominio oceánico, representado por las llanuras abisales y los altos del Gorringe y Coral Patch (Tortella et al., 1997; Gràcia et al., 2003). El basamento en el dominio continental está constituido por los antepaíses hercínicos de Iberia y África, además de las Unidades Externas de las Béticas. El dominio oceánico está formado por corteza oceánica y continental adelgazada deformada durante el Terciario.

En el dominio continental donde los sedimentos presentan una procedencia claramente continental, la estratigrafía está mejor descrita debido a la presencia de sondeos comerciales que atraviesan la serie. En el dominio oceánico, los datos estratigráficos directos se limitan a los sondeos DSDP 120 y 135 (Hayes et al., 1972; Ryan et al., 1973), realizados el primero sobre el Gorringe Bank y el segundo en un alto estructural situado entre las llanuras de Herradura y Sena. En estos dos sondeos la sedimentación es fundamentalmente pelágica.

En ambos dominios se distingue una unidad de carácter sísmico caótico de edad miocena, de importante espesor, cuya procedencia y evolución en el tiempo se tratan con detalle en el Capítulo 3 de esta memoria.

Dominio continental

-Relleno pre-Neógeno: A lo largo del Mesozoico y hasta el Terciario inferior se desarrolla sobre las estructuras semi-graben que afectan a las plataformas hercínicas africana e ibérica, una sedimentación de plataforma carbonatada marina, que va cambiando a mixta calcárea y terrígena a partir del Cretácico superior. A lo largo del Terciario y hasta el Mioceno inferior la sedimentación es terrígena (Maldonado y Nelson, 1999).

- Mioceno inferior y medio: El Mioceno, siempre discordante sobre los anteriores materiales, muestra en los perfiles sísmicos una serie de reflectores paralelos, que de acuerdo con los sondeos del Golfo de Cádiz, corresponden a margas y arcillas del Mioceno inferior y medio. Los espesores oscilan entre los 0 y los 700 m (Tabla 2.2).

- Mioceno superior: se caracteriza por el emplazamiento de un cuerpo caótico, cuya naturaleza y procedencia se discute en el Capítulo 3. Se produce un aumento del aporte terrígeno que coincide con el fin de la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo, de acuerdo con las descripciones de los sondeos. Las litologías incluyen arcillas, arenas y arcillas calcáreas y se disponen en onlap sobre el cuerpo caótico y los altos de basamento. El espesor sedimentario es de entre 150 y 800 m (Tabla 2.2).

Edad	Espesor (m)	Litología	Carácter sísmico	Límite sup.	Límite inf.
Cuaternario Plioceno	500 a 1500	Arcillas con intercalaciones de arenas	Reflectores discontinuos a continuos		Downlap y onlap
Mioceno sup.	150 a 800	Arcillas, arenas y arcillas calcáreas	Reflectores continuos de media alta amplitud	Discord.	Onlap
Mioceno sup. (emplazamiento)	0 a >10000	Prisma de acreción. Sales y arcillas.	Caótico		Tectónico
Mioceno Medio Mioceno inf.	0 a 700	Margas, arcillas, calizas y arenas.	Reflexiones continuas de amplitud media	Discord.	Onlap

Tabla 2.2 Resumen de la estratigrafía durante el Neógeno a partir de sondeos de plataforma (Lanaja et al., 1987; Terrinha, 1998) y observaciones extraídas de los perfiles sísmicos.

- Plioceno y Cuaternario: La sedimentación durante este intervalo de tiempo está controlada por la apertura del estrecho de Gibraltar que da lugar a un nuevo régimen de circulación oceánica, por los cambios de nivel eustático, y por los cambios en los aportes sedimentarios (Maldonado y Nelson, 1999). Durante los episodios de alto nivel eustático se forman contornitas en la zona del Golfo de Cádiz. Estos depósitos se producen como consecuencia de la acumulación de sedimentos que transportan las corrientes mediterráneas que circulan hacia el NO a través del talud continental ibérico (e.g. Maldonado y Nelson, 1999). En los

episodios de bajo nivel eustático, las corrientes se ralentizan y los sedimentos se depositan en los taludes en secuencias regresivas. En el margen africano el Plio-Cuaternario se caracteriza por formar complejos progradantes de naturaleza arcillosa (Flinch y Vail, 1998). Los espesores en ambos márgenes oscilan entre los 500 y los 1500 m aproximadamente, en las zonas cercanas a la costa.

Dominio oceánico

En el dominio oceánico se dispone de los datos sedimentológicos y estratigráficos recogidos en los sondeos 120 y 135 de la campaña DSDP (Fig. 2.6). De ellos se desprende que a lo largo del Cretácico hasta el Eoceno inferior, la sedimentación tiene lugar en un ambiente oceánico donde se depositan carbonatos y sedimentos detríticos (Fig. 2.6) (Ryan et al., 1973). Entre el Cretácico superior y el Eoceno inferior, el área en la que se sitúa el sondeo 135 formaba parte de una llanura abisal que recibía esporádicamente corrientes turbidíticas. El análisis petrológico indica que el origen de los detritos es de granitos y rocas metamórficas y ocasionalmente arena del Sahara (Ryan et al., 1973).

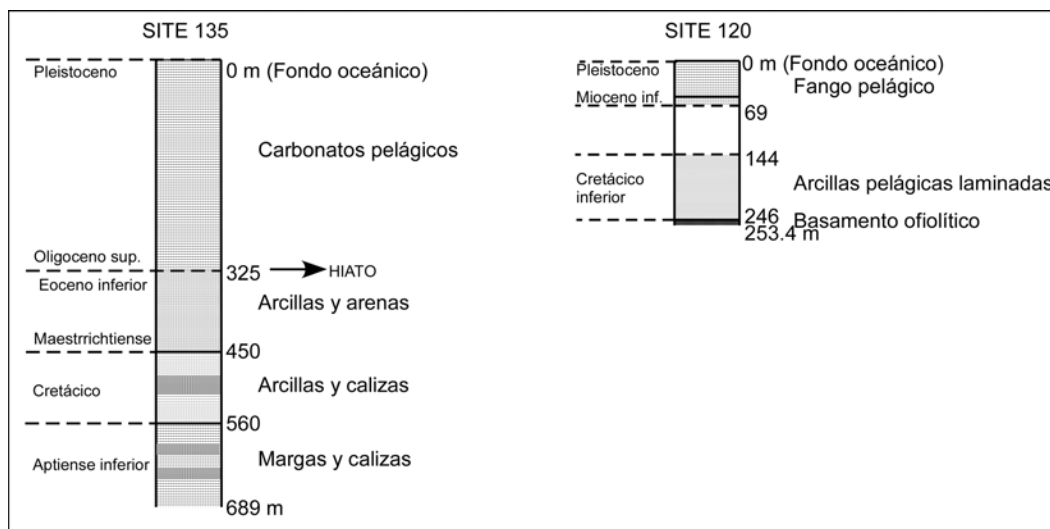


Fig. 2.6 Resumen sondeos DSDP (Hayes et al., 1972; Ryan et al., 1973)

El sondeo 135 presenta un hiato entre el Eoceno inferior y el Oligoceno superior y la sedimentación pasa de terrígena a pelágica. Desde el Oligoceno superior en el DSDP 135 y desde el Mioceno inferior en el DSDP 120, hasta el Cuaternario, los sedimentos recuperados en ambos sondeos son pelágicos. Las

líneas sísmicas muestran además un espesor constante en esta unidad a lo largo de toda el área, lo que indica que probablemente todo el dominio oceánico está dominado por una sedimentación pelágica. En las llanuras abisales no obstante, periódicamente se reciben corrientes turbidíticas, que transportan sedimentos tanto de los altos estructurales que las circundan, como de los taludes continentales.

2.3.2.3.- Datos y metodología

Con el objeto de obtener mapas de isopacas de los sedimentos neógenos y cuaternarios de los que extraer los volúmenes sedimentarios, se utilizó una serie de datos de distinta naturaleza que incluyen perfiles de sísmica multicanal y sondeos (Fig. 2.7). Los perfiles sísmicos que se utilizaron suman un total de 27, de los cuales 6 pertenecen a la campaña ARRIFANO-92 (Sartori et al., 1994), 9 se adquirieron en la campaña IAM (Banda et al., 1995), 7 en la campaña BIGSETS (Gràcia et al., 2000; Zitellini et al., 2001), 2 perfiles pertenecen a la campaña VOLTAIRE (Zitellini et al., 2002) y 3 perfiles a la campaña SISMAR (Gutscher et al., 2002). La amplia red de perfiles sísmicos disponibles en la parte N permitió obtener un buen control tridimensional del relleno sedimentario neógeno, mientras que en las partes S y E, la cobertura es más limitada. Por ello, se utilizaron los perfiles sísmicos y cortes geológicos publicados por Flinch (1996) para completar los datos en la zona de plataforma Africana.

Además, se han incluido dos sondeos de la campaña "Deep Sea Drilling Project" presentes en el área de estudio. Se trata del emplazamiento 135, que se encuentra sobre la cresta del Coral Patch, a 750 m por encima de la llanura abisal de Herradura (Hayes et al., 1972), y el emplazamiento 120, perforado en la vertiente N del Banco del Gorringe (Ryan et al., 1973). Los sondeos comerciales comprenden 25 sondeos realizados sobre la plataforma continental ibérica en el Golfo de Cádiz (Lanaja et al., 1987), además de 5 sondeos petroleros realizados sobre la plataforma ibérica al Sur del Algarve Portugués (Terrinha, 1998).

Para la elaboración de los mapas de isopacas, en primer lugar se realizó una interpretación sismoestratigráfica de los perfiles sísmicos citados y la correlación con los sondeos, que se contrastó con las interpretaciones previas (Tortella et al., 1997; Torelli et al., 1997; Rovere, 2002; Gràcia et al., 2003). Las interpretaciones de los perfiles se realizaron sobre soporte de papel y fueron posteriormente digitalizadas en el programa de interpretación WINPICS. Los reflectores que se digitalizaron para el cálculo volumétrico corresponden a la base

del Plioceno y la base del Mioceno (Fig. 2.8).

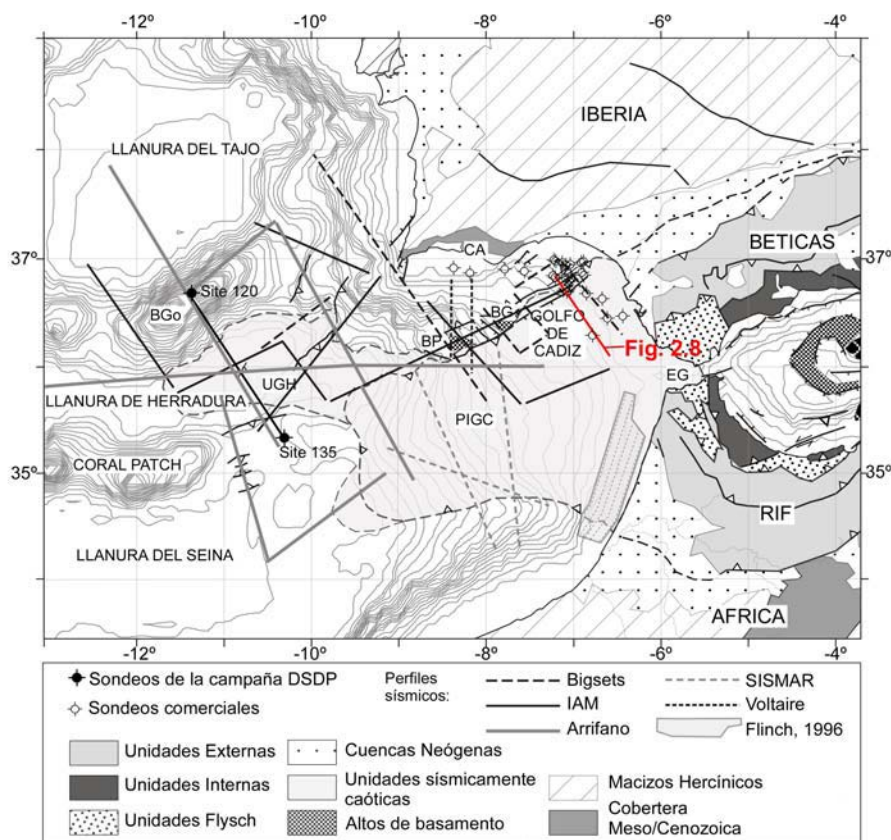


Fig. 2.7 Mapa tectónico esquemático de la vertiente Atlántica de las Béticas y el Rif, con la situación de los perfiles sísmicos y sondeos utilizados. UGH: Unidad Gravitacional de Herradura, PIGC: Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, BGo: Banco del Goringe, BG: Banco del Guadalquivir, BP: Banco de Portimao, EG: Estrecho de Gibraltar, CA: Cuenca de Algarve.

A continuación se realizó la interpolación de cada reflector mediante el método *Kriging* en el programa SURFER. Se generaron mallas regulares en una región de 436 × 342 km, con un espaciado de malla de aproximadamente 4,5 km. Se obtuvieron mapas de isobatas y de isopacas en tiempo de doble recorrido (TWTT).

La conversión a profundidad se llevó a cabo a partir de velocidades publicadas procedentes de la sismica de refracción que atribuyen 2 km/s a estos sedimentos (Purdy, 1975; González-Fernández et al., 2001). Las mediciones realizadas en el sondeo DSDP 135 (Ryan et al., 1973) dieron una velocidad algo más baja, de 1,77 km/s, para los sedimentos del Oligoceno al Pleistoceno. Sin

embargo, este sondeo se sitúa en un alto del basamento donde las velocidades de los sedimentos son previsiblemente menores, debido a una menor compactación. Por ello, en este trabajo, se ha tomado el valor de 2 km/s para los sedimentos neógenos. Una vez obtenidos los mapas de isopacas en metros, se añadió la información de los sondeos, que completa la zona de plataforma continental.

Los mapas abarcan una región muy extensa donde los sedimentos continentales proceden tanto de la Cordillera Bética y el Rif como de los Macizos Hercínicos de Iberia y África, a los que se suma además la sedimentación de tipo oceánica. Para cuantificar el volumen de sedimentos procedentes únicamente de la erosión de las Béticas y el Rif, primero hubo que estimar el área de alcance de los sedimentos detríticos de influencia continental. La elección de esta área se realizó mediante el estudio de los mapas de isopacas resultantes, junto con la información estratigráfica y sedimentológica publicada, que se expone en el siguiente apartado. Una vez trazadas las áreas de influencia Bético-Rifeña, se extrajeron los volúmenes sedimentarios a partir de los mapas de isopacas.

2.3.2.4- Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico

El cuerpo sísmicamente caótico se emplaza tectónicamente entre el Mioceno medio y superior. Abarca un área de 58.000 km², desde la parte más oriental del Golfo de Cádiz y NO de África hasta las llanuras abisales de Herradura y Seina. Los sedimentos del Mioceno inferior y medio en esta amplia zona ocupada por el cuerpo caótico se encuentran incorporados a este, como se explica en el Capítulo 3. Por tanto, únicamente es posible realizar una estimación del cálculo volumétrico de sedimentos para esta edad. Los mapas de isopacas y el cálculo de volumen obtenidos a partir de la interpretación de perfiles sísmicos corresponde a los sedimentos del Mioceno superior y el Plioceno-Cuaternario.

La base del Mioceno superior se distingue fácilmente en toda el área ocupada por el cuerpo sísmicamente caótico, ya que viene marcada por el techo de esta unidad, el cual se distingue claramente en las imágenes sísmicas. Estos sedimentos se disponen en onlap sobre el techo del cuerpo (Fig. 2.8). En el resto de áreas, la base del Mioceno superior así como la base del Plioceno, se han obtenido de la correlación con los sondeos y está de acuerdo con las interpretaciones previas de Rovere (2002) y Gràcia et al. (2003).

Los mapas de isopacas resultantes muestran que las mayores acumulaciones sedimentarias se disponen al S de la Cuenca del Algarve y al frente de la Cuenca del Guadalquivir en el margen Ibérico y frente a la cuenca del

Rharb en el margen Norteafricano (Fig. 2.9 A y B). Estos mapas muestran, en líneas generales, una distribución de los sedimentos muy irregular, condicionada por la estructura tectónica y por la presencia del cuerpo sísmicamente caótico. Esta unidad infrayacente presenta un carácter plástico, que da lugar a la formación de zonas subsidentes y altos asociados a diapiros. Las zonas subsidentes se encuentran limitadas por fallas lístricas que buzanan hacia la cuenca (Flinch, 1996; Maestro et al., 2003). Hacia el O, el espesor sedimentario disminuye y se hace más constante. Los mínimos espesores corresponden a altos estructurales que en ocasiones irrumpen en la superficie del fondo marino, como el Banco del Guadalquivir y el de Portimao.

La cuenca situada en el Golfo de Cádiz y Noroeste de África constituye una cuenca abierta al océano, donde los sedimentos son de influencia tanto continental como oceánica. Por ello, para realizar el cálculo del aporte sedimentario primero se definió el alcance de la sedimentación que procede de la erosión de las Béticas y el Rif.

Con los datos disponibles de sondeos, se desprende que la sedimentación de influencia continental se reduce al denominado dominio continental, formado por la plataforma y el talud, tanto durante el Mioceno como el Plioceno. El límite del área de influencia continental se definió siguiendo los límites de los depocentros, que marcan el alcance de los aportes terrígenos, y se diferencia de la zona de depósitos pelágicos donde la sedimentación es más lenta y regular, resultando en espesores más constantes y reducidos.

Los dos mapas de isopacas resultantes (Fig. 2.9 A y B) muestran diferencias en la posición de los depocentros principales en ambos intervalos de tiempo. Las variables que rigen la dinámica sedimentaria en esta zona son: los cambios de nivel eustático, los cambios en aportes sedimentarios y los movimientos tectónicos (Maldonado y Nelson, 1999). Estos tres factores han ido variando a lo largo del Neógeno y por ello las áreas de influencia continental, así como la posición de los depocentros, son distintas para el Mioceno y para el Plio-Cuaternario.

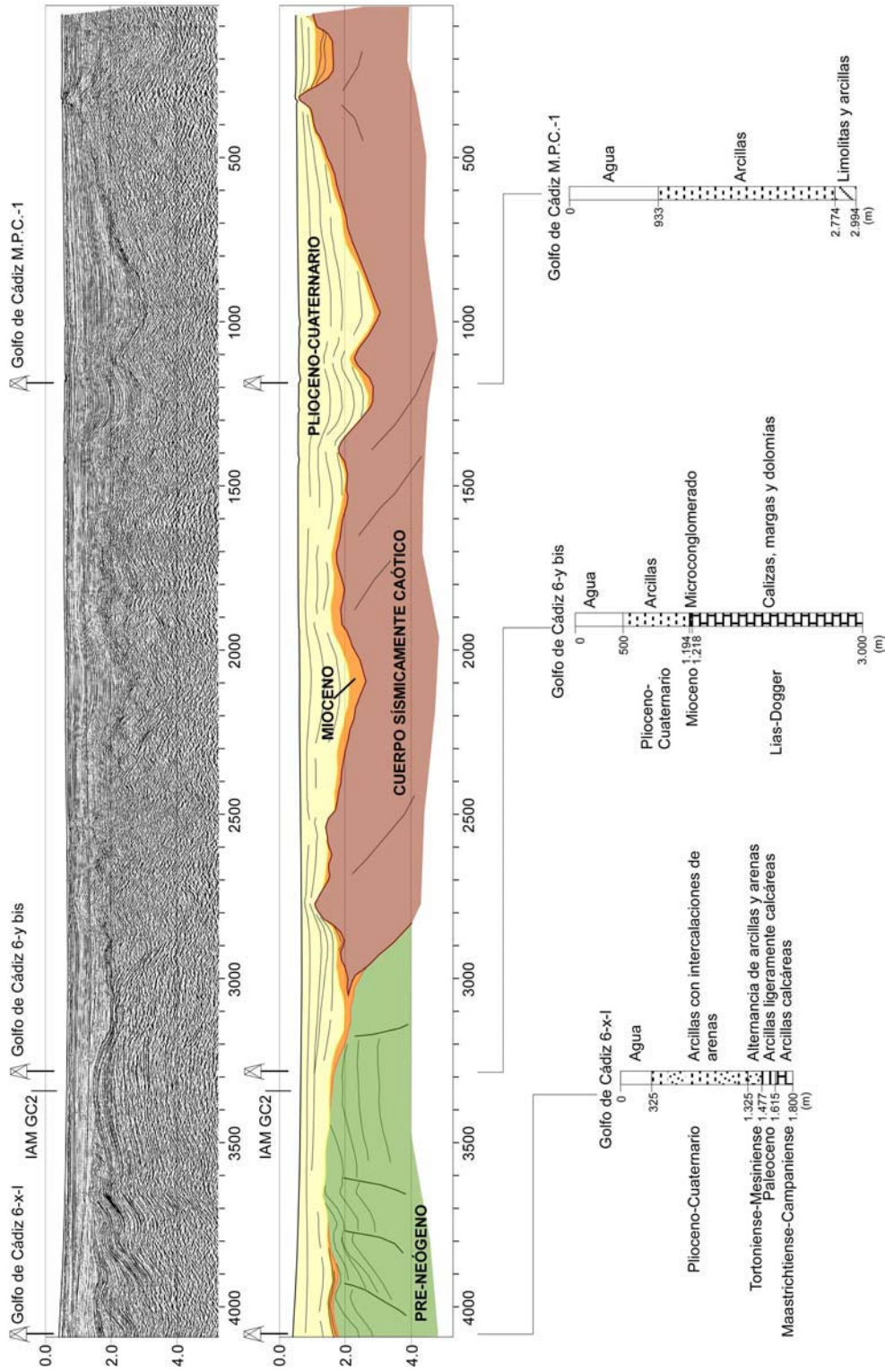


Fig. 2.8. Perfil sísmico IAM GC-3 e interpretación. Situación en Fig. 2.7. Sondeos de Lanaja et al. (1987).

El mapa de isopacas del Plio-Cuaternario muestra una distribución de los sedimentos en forma de arco que sigue la tendencia de las unidades tectónicas de las Béticas y el Rif (Fig. 2.9 A). Además, se observan acumulaciones sedimentarias sobre el margen SO Ibérico que corresponden a sedimentos transportados por corrientes de turbidez procedentes del S.

En el Plioceno se formaron las corrientes de intercambio entre el Atlántico y el Mediterráneo como consecuencia de la apertura del estrecho de Gibraltar. Las corrientes ascendentes del Mediterráneo transportan sedimentos del Golfo de Cádiz hacia el N y NO formando los depósitos contorníticos y haciendo que los productos sedimentarios detríticos del Plioceno y el Cuaternario se extiendan hacia el N. Estos depósitos contorníticos se disponen en forma de bancos sedimentarios como el de Faro. Los sedimentos que forman estos depósitos proceden principalmente del Río Guadalquivir, aunque incorporan probablemente sedimentos de los taludes del margen Sur de Iberia (al S de la zona Surportuguesa) (Mulder et al., 2003).

En este trabajo se han incluido los depósitos contorníticos en el cálculo volumétrico, al considerar que se alimentan en gran medida de los aportes de las Béticas. Por el contrario, los sedimentos depositados sobre la plataforma del margen S de Iberia (la prolongación en mar de la Cuenca del Algarve) se han obviado, ya que estas cuencas se rellenan principalmente con aportes de los macizos hercínicos situados al N (Fig. 2.9 A).

El mapa de isopacas del Mioceno superior muestra menores espesores sedimentarios y una distribución arqueada de los depocentros al frente de las unidades Externas de las Béticas y el Rif (Fig. 2.9 B). Al S del margen ibérico se observan cuencas elongadas en dirección E-O limitadas por fallas normales paralelas a la costa (Terrinha, 1998). Se ha seguido el mismo criterio que en el caso anterior para delimitar el área que se considera de influencia continental.

La forma de arco en que se disponen los sedimentos en ambos mapas está condicionada por la morfología del techo del cuerpo sísmicamente caótico sobre el que descansan estos sedimentos, que presenta una superficie convexa en dirección N-S y E-O. La principal diferencia entre los dos mapas de isopacas además de los espesores, es que en el Plio-Cuaternario los sedimentos se acumulan más cerca de la actual línea de costa.

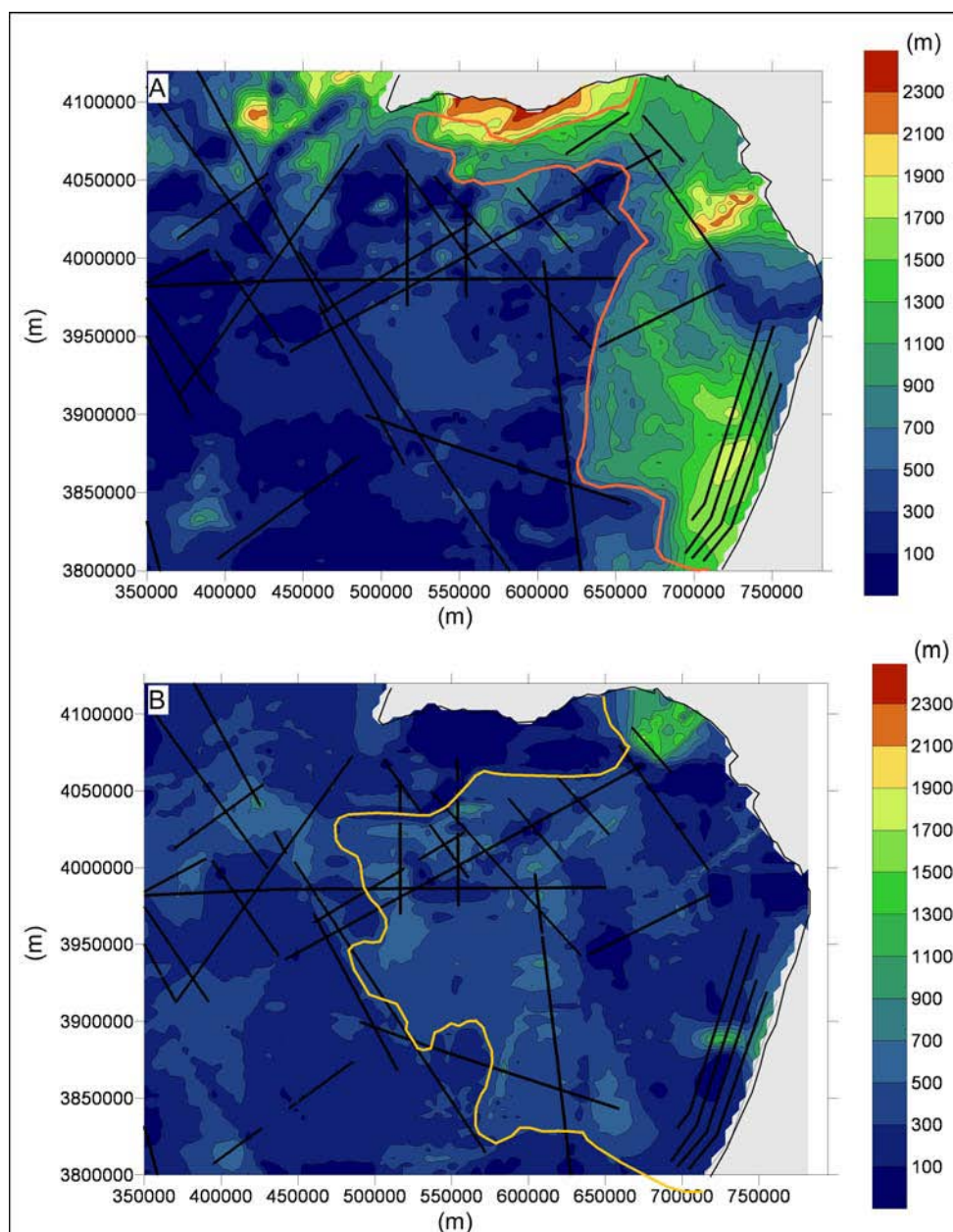


Fig. 2.9 **A** Mapa de isopacas del Plio-Cuaternario. La línea roja marca el alcance aproximado de los sedimentos procedentes del orógeno Bético-Rifeño. Ver texto para discusión. **B** Mapa de isopacas del Mioceno superior. La línea amarilla marca el alcance aproximado de los sedimentos procedentes del orógeno. Ver texto para discusión.

El volumen de sedimentos dentro de las áreas seleccionadas da un resultado de 22.600 km^3 para el Mioceno superior y de 35.000 km^3 para el intervalo entre el Plioceno y el Cuaternario.

La incertidumbre en el cálculo realizado resulta de las imprecisiones

debidas a la velocidad utilizada para la conversión a profundidad, al hecho de que se trate de una cuenca oceánica abierta, a posibles errores en la interpretación y a la menor cobertura sísmica en algunas áreas.

Se ha realizado una tentativa de evaluación del volumen de sedimentos del Mioceno inferior y medio previo al emplazamiento de la unidad sísmicamente caótica donde están atrapados estos sedimentos. Para ello se ha tomado el espesor máximo de los sondeos situados en las plataformas, donde estos sedimentos no están incorporados a la unidad caótica. El Mioceno inferior y medio oscila entre los 0 y los 700 m de espesor máximo, siendo los valores de espesor más comunes entre 300 y 400 m. Asimismo, dentro de las cuencas del Guadalquivir y del Rharb, los sedimentos de esta edad presentan un espesor de entre 0 y 200 m y excepcionalmente, en áreas reducidas alcanzan los 750 m en el Guadalquivir, y 450 m en el Rharb. Si consideramos un área de influencia continental similar a la del Mioceno superior (aproximadamente 60.000 km²) y un espesor medio de sedimentos de entre 300 y 500 m (que se considera un valor de medio a alto) obtenemos un valor máximo de 24.000 ± 25% km³.

	Volumen cuenca km ³
Plio-Cuaternario 5,3 - 0 Ma	35000
Mioceno sup. 11,6 - 5,3 Ma	22600
Mioceno inf. y medio ~20,4 - 11,6 Ma	24000?
TOTAL	81600?

Tabla 2.3 Resumen de los resultados del cálculo volumétrico en la cuenca del Golfo de Cádiz y Noroeste de África.

2.3.3.- Cuenca del Guadalquivir

2.3.3.1.- Características geológicas de la cuenca

La Cuenca del Guadalquivir representa la cuenca de antepaís de la parte central y occidental de la Cordillera Bética (Fig. 2.10). En su parte más oriental, la cuenca queda cerrada por los cabalgamientos con vergencia NNO de la Zona Prebética.

Esta cuenca se originó sobre el antepaís ibérico situado al Norte y frente a las Zonas Externas de la Cordillera Bética que se emplazaron al Sur de la cuenca. Durante el Mioceno inferior y medio se trataba de una cuenca marina de surco frontal que se extendía hacia el Este y formaba el Corredor Norbético que

comunicaba el Atlántico con el Mediterráneo (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Siervo et al., 1996). Hacia el Tortonense superior los levantamientos debidos al avance de los cabalgamientos de la Zona Prebética cerraron esta comunicación, restringiendo la cuenca que continuaba siendo marina, a la extensión que se observa actualmente. A lo largo del Mioceno superior hasta la actualidad, la línea de costa se retrae hasta alcanzar la posición actual.

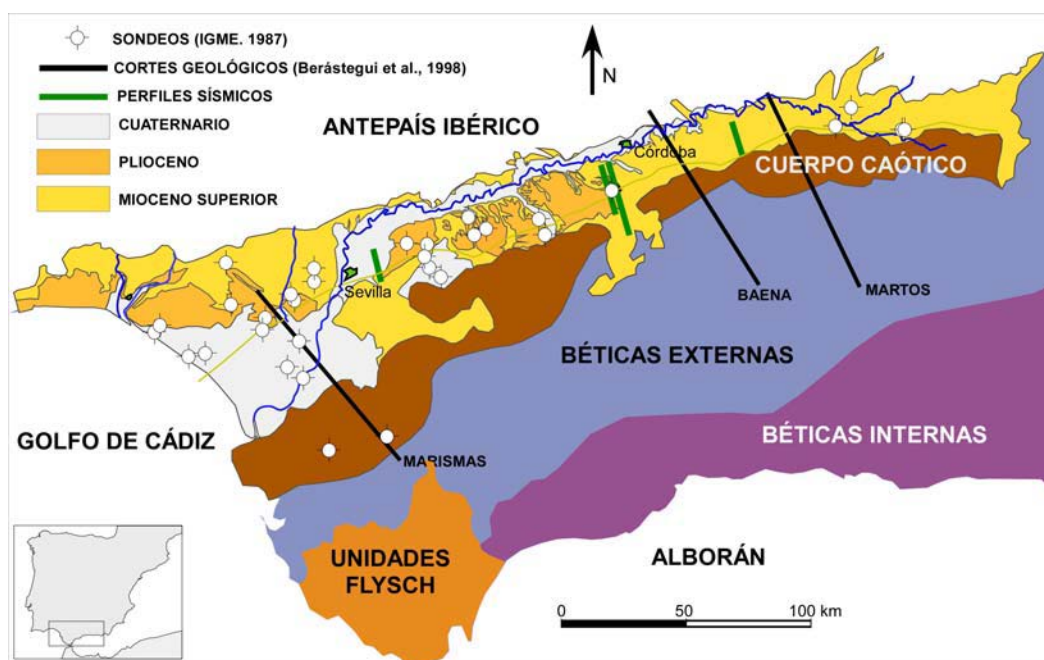


Fig. 2.10 Mapa geológico de la Cuenca del Guadalquivir con la situación de perfiles sísmicos, cortes geológicos y sondeos utilizados para realizar el mapa de espesores sedimentarios. Modificado de Berástegui et al. (1998).

El basamento, compuesto por rocas del Paleozoico y Mesozoico del antepaís, se encuentra buzando de 2° a 4° hacia el SE bajo los sedimentos neógenos. La cuenca del Guadalquivir se generó por flexión litosférica como consecuencia del emplazamiento de las láminas cabalgantes de las Béticas Externas, a la que probablemente se sumó una carga subcortical debida a procesos litosféricos (García-Castellanos et al., 2002).

La cuenca se rellena con sedimentos fundamentalmente turbidíticos de edades comprendidas entre el Languiense superior y el Cuaternario (Berástegui et al., 1998).

2.3.3.2.- Relleno sedimentario

Berástegui et al. (1998), dividen el relleno sedimentario en 6 secuencias deposicionales separadas por discordancias, desde el Languiense superior hasta el Mesiniense.

La primera secuencia (Languiense superior-Serravaliense inferior) presenta espesores reducidos (20 a 40 m) y comprende calcarenitas, conglomerados y areniscas de ambiente costero. El resto de las secuencias del Mioceno se depositan en un ambiente turbidítico, que deja margas con intercalaciones de arenas. Los sedimentos del Mesiniense superior se encuentran muy erosionados y los depósitos del Plioceno se disponen sobre la superficie erosiva (Berástegui et al., 1998). La sedimentación marina durante el Plioceno se reduce a la zona más cercana a la línea de costa, mientras que en la zona central de la cuenca, la sedimentación en esta edad es de tipo lacustre.

Al frente de las Zonas Externas y formando parte del relleno de la cuenca, aflora una banda de sedimentos formados principalmente por evaporitas triásicas, cuyo origen se ha atribuido tradicionalmente a masas de olistostromas (Perconig, 1960-1962; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994). Los perfiles sísmicos que atraviesan esta unidad o cuerpo caótico, muestran una parte interior con carácter sísmico caótico y otra exterior donde se distingue una cuña de sedimentos deformados (Berástegui et al., 1998). La parte interior está compuesta por una matriz de sedimentos triásicos englobando sedimentos más modernos, lo cual es contrario a lo esperado en un sedimento olistostrómico (Berástegui et al., 1998). La parte externa no aflora aunque se atraviesa en diversos sondeos comerciales y está compuesta por sedimentos miocenos imbricados. Berástegui et al. (1998) consideran que el emplazamiento de esta unidad se produjo por extrusión diapírica de los sedimentos triásicos, que afectan a los sedimentos miocenos previamente depositados, dando lugar a la cuña de deformación frontal. Lllaman Diapiro Lateral del Guadalquivir a la zona interior del cuerpo caótico, compuesta por material triásico, para distinguirla del relleno propiamente dicho de la cuenca.

Para realizar el mapa de isopacas se tomaron los espesores actuales de los sedimentos del Neógeno y el Cuaternario que rellenan la cuenca. En el cómputo se incluyó el frente de deformación o cuña frontal de sedimentos imbricados, ya que se trata de sedimentos del Mioceno inferior y medio. Sin embargo no se incluyeron los depósitos triásicos que forman la unidad diapírica, por considerar que su emplazamiento en la cuenca es tectónico y no sedimentario.

2.3.3.3.- Datos y metodología

Los datos que se disponían para construir los mapas de isopacas están representados sobre el mapa geológico (Fig. 2.10) e incluyen sondeos petroleros (Lanaja et al., 1987), perfiles sísmicos (Berástegui et al., 1998) y cortes geológicos compensados recogidos de la bibliografía (Banks y Warburton, 1991; Berástegui et al., 1998). Además, los resultados obtenidos se contrastaron con el mapa de basamento paleozoico de Fernández et al. (1998).

Se digitalizaron los reflectores de los perfiles sísmicos y posteriormente se realizó la conversión a profundidad tomando el valor de 2 km/s como velocidad media para estos sedimentos, de acuerdo con las velocidades propuestas por Berástegui et al. (1998). Con los datos de espesores de sedimentos neógenos y cuaternarios extraídos de los cortes geológicos, los perfiles sísmicos y los sondeos, se realizó la interpolación mediante el método *Kriging* en el programa SURFER. Las mallas de puntos obtenidas tienen un tamaño de 386 × 155 km aproximadamente y un espaciado de malla de 3,8 km. A continuación se realizaron mapas de isopacas parciales para el Mioceno medio, para el Mioceno superior y para el Plio-Cuaternario a partir de los mismos datos.

2.3.3.4- Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico

El mapa de isopacas de la cuenca muestra un depocentro elongado que se alinea frente a los cabalgamientos (Fig. 2.11). El mayor espesor se sitúa en el extremo occidental de la cuenca donde se superan los 2.600 m. Hacia el ENE, el eje de los máximos se desplaza ligeramente hacia el N al igual que el frente de los cabalgamientos de las Unidades Externas.

La distribución de los sedimentos en un corte perpendicular al eje de la cuenca muestra una geometría de triángulo invertido con el máximo desplazado hacia el frente de los cabalgamientos, como corresponde a las cuencas de antepaís generadas por flexión del basamento.

En la parte occidental, la cuenca continúa hacia el Atlántico donde se depositan los sedimentos que acarrea el Río Guadalquivir en la plataforma y talud del Golfo de Cádiz. Hacia el Este los cabalgamientos de las Unidades Prebéticas cierran la cuenca y el mapa de isopacas muestra un acuñaamiento de los espesores sedimentarios.

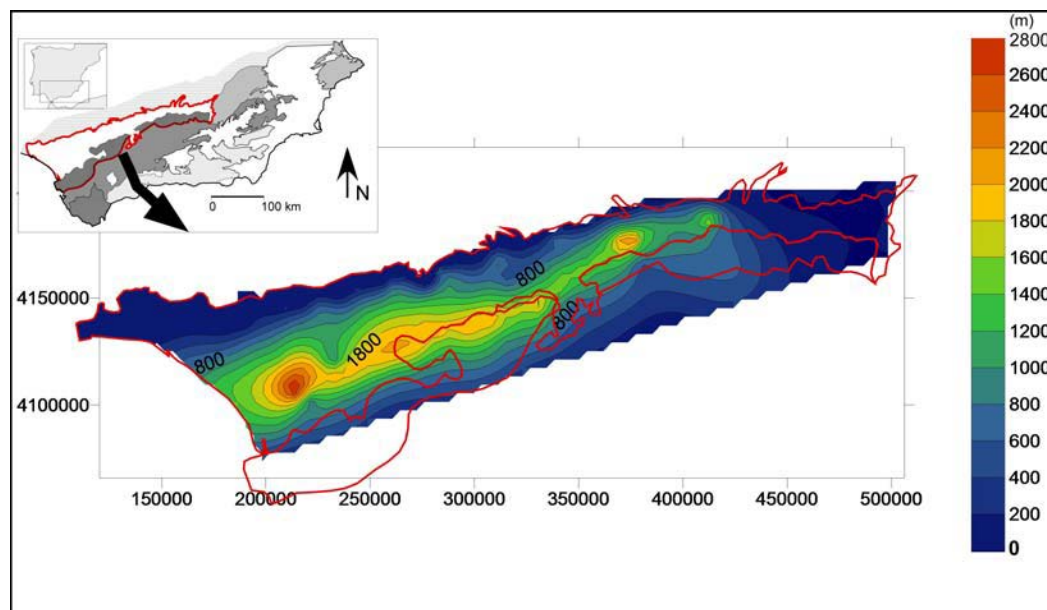


Fig. 11 Mapa de isopacas totales de la Cuenca del Guadalquivir. Coordenadas en metros.

El volumen total de sedimentos que rellenan la Cuenca del Guadalquivir extraído del mapa de isopacas da un resultado de alrededor de 14.000 km^3 .

El Plioceno marino se concentra principalmente en la parte más occidental de la cuenca donde los espesores superan los 1.800 m de espesor. Junto con él, los depósitos continentales, formados por sedimentos lacustres y aluviales del Río Guadalquivir, presentan un volumen aproximado de 2.800 km^3 (Fig. 2.12 A).

El Mioceno superior se distribuye a lo largo de toda la cuenca y alcanza un volumen de 8.400 km^3 (Fig. 2.12 B). Los sedimentos del Mioceno medio también ocupan toda el área de la cuenca e incluso se encuentran atrapados bajo los cabalgamientos de las Unidades Externas según los cortes geológicos (Berástegui et al., 1998) y algunos de los sondeos (Lanaja et al., 1987). Su espesor es más reducido y constante, oscila entre los 0 y 200 m , aunque localmente alcanza los 750 m de espesor máximo. El volumen es de alrededor de 2.800 km^3 (Fig. 2.12 C).

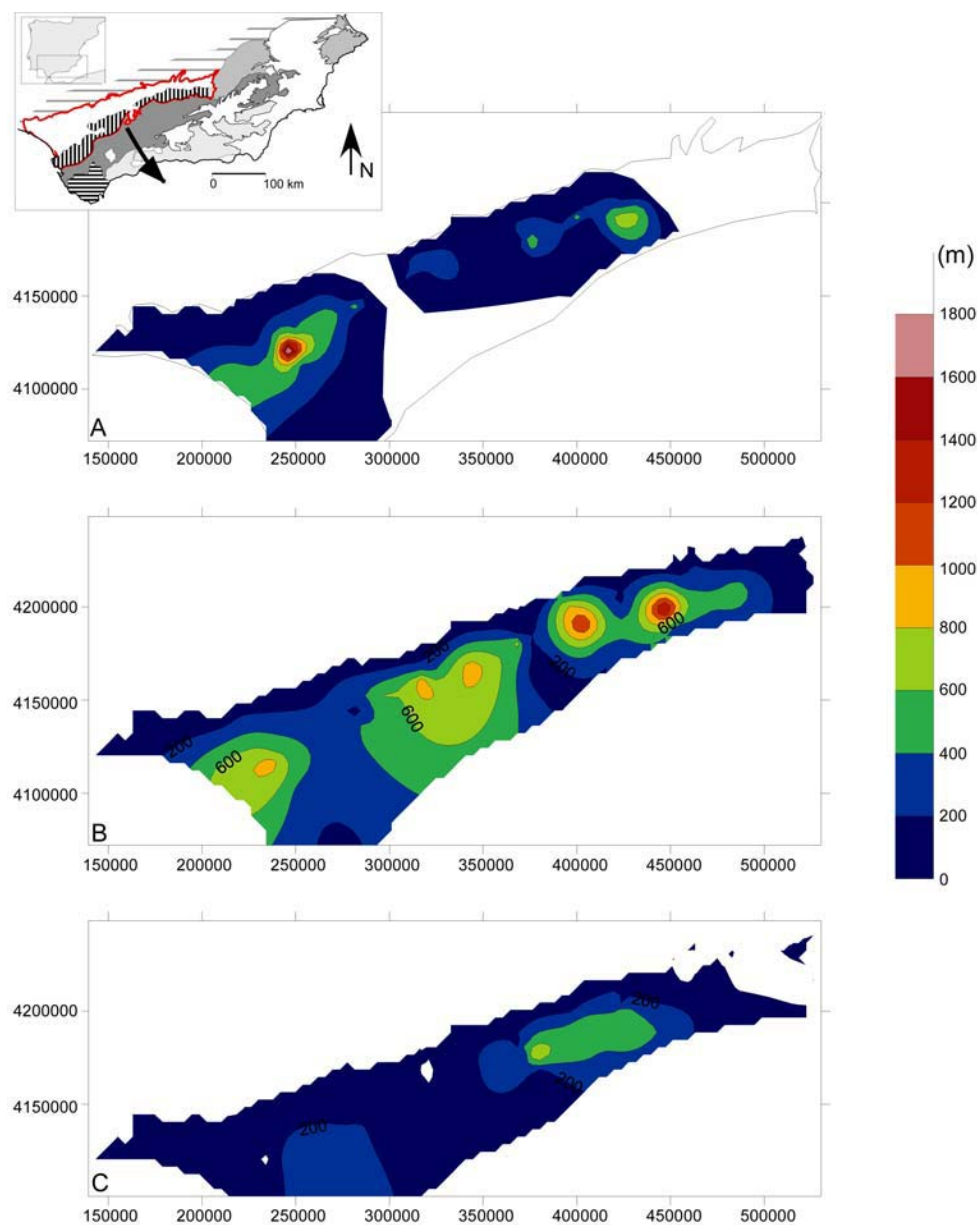


Fig. 2.12 Mapas de espesores sedimentarios por intervalos de tiempo en la Cuenca del Guadalquivir. Coordenadas en metros. **A** Mapa de isopacas del Plio-Cuaternario, **B** mapa de isopacas del Mioceno superior, **C** mapa de isopacas del Mioceno medio.

	Volumen cuenca km ³
Plio-Cuaternario 5,3 - 0 Ma	2810
Mioceno sup. 11,6 - 5,3 Ma	8400
Mioceno medio ~14 - 11,6 Ma	2790
TOTAL	14000

Tabla 2.4 Resumen resultados del cálculo volumétrico en la cuenca del Guadalquivir.

2.3.4.- Cuencas Neógenas de la Cordillera Bética

2.3.4.1.- Características geológicas de las cuencas

Durante el Burdigaliense y en menor medida durante el Languense y el Serravaliense, se produjeron los mayores desplazamientos del dominio de Alborán hacia el Oeste y la colisión con las Zonas Externas (Andrieux et al., 1971; Durand-Delgá y Fontboté, 1980; Sanz de Galdeano, 1983; Hermes, 1985; Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988; Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Lonergan y White, 1997; Sanz de Galdeano, 1997; Vera, 2000; Vera, 2001). En el Burdigaliense superior en la región de Vélez Rubio (Almería), Geel y Roep (1998) describieron la Formación Espejos que contiene fragmentos detríticos que proceden tanto de las Zonas Internas como de las Externas, que indican la colisión entre ambas zonas.

Como consecuencia de estos desplazamientos, los surcos de los Flysch (Unidades del Campo de Gibraltar), desaparecieron y sus sedimentos fueron expulsados hacia el Oeste (e. g. Vera, 2000). Además las zonas meridionales en las Béticas y septentrionales en el Rif, emergieron dando lugar a la individualización de los corredores que comunicaban el Atlántico y el Mediterráneo. Algunos de los sedimentos de esta edad, que forman actualmente afloramientos dispersos en las Zonas Externas, formaban parte de estos corredores. Los sedimentos del Mioceno inferior y medio que se depositaron en el Corredor Norbético, forman asimismo parte del relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir y de las Cuencas Prebéticas. Los cálculos de volumen para esta edad se realizan únicamente en estas cuencas donde los sedimentos están preservados bajo los depósitos posteriores.

Las cuencas intramontañosas de las Béticas se formaron en el Mioceno superior, tras el cese de los desplazamientos del Dominio Cortical de Alborán hacia el O (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Se trata de depresiones situadas entre las distintas sierras de la Cordillera Bética, tanto sobre las Zonas Internas como sobre las Zonas Externas (Fig. 2.13). El relleno sedimentario que comienza en el Tortoniense inferior, se dispone discordante sobre las rocas de las Zonas Externas e Internas y en ocasiones sobre restos de sedimentos del Mioceno inferior y medio.

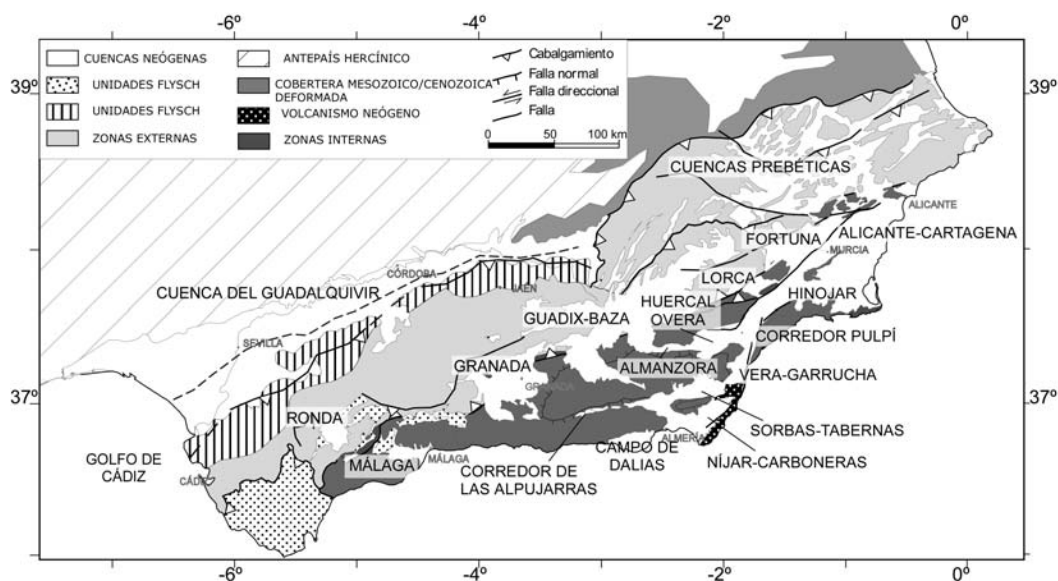


Fig. 2.13 Mapa tectónico de la Cordillera Bética, con los nombres de las cuencas neógenas intramontañosas. Los nombres de las cuencas se han extraído de Sanz de Galdeano y Vera (1991).

Las cuencas intramontañosas más septentrionales son las situadas sobre la Zona Prebética llamadas genéricamente Cuencas Prebéticas (Fig. 2.13). La Cuenca de Ronda, que se encontraba inicialmente unida a la Cuenca del Guadalquivir, se sitúa sobre la Zona Subbética. Sobre el contacto entre las Zonas Internas y Externas se localizan, de Oeste a Este, las cuencas de Granada, Guadix-Baza, Lorca y Fortuna. Existen diversas cuencas situadas exclusivamente sobre las Zonas Internas como son las que forman el Corredor de las Alpujarras, Sorbas-Tabernas, el Corredor de Almanzora, el Corredor de Pulpí e Hinojar-Mazarrón. Por último se distinguen las cuencas situadas en la línea de costa mediterránea, como la Cuenca de Málaga, Níjar-Carboneras y Vera-Garrucha, sobre Zonas Internas y Alicante-Cartagena sobre las Zonas Internas y Externas.

2.3.4.2.- Relleno sedimentario

Basándose en la presencia de discontinuidades a escala regional en el registro sedimentario, Rodríguez-Fernández et al. (1999) dividen los depósitos neógenos en siete secuencias estratigráficas principales (Fig. 2.14). Las tres primeras secuencias, preceden a la formación de las cuencas intramontañosas y son las siguientes:

- 1.- Secuencia del Burdigaliense inferior: Se trata de conglomerados

transgresivos que pasan a arenas margosas y arcillas entre las que se intercalan niveles turbidíticos y de brechas. Hacia el O se observan olistostromas en esta secuencia. Estos sedimentos gravitacionales constituyen la Un. de Alozaima que se ha correlacionado con la Unidad VI de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1987). Esta secuencia se dispone discordante sobre las rocas del Maláguide y del Alpujarride y alcanza 80 m de espesor.

2.- Burdigaliense superior – Languiense inferior: Esta secuencia se compone de margas, conglomerados y arenas turbidíticas de ambiente marino profundo. Los afloramientos son muy escasos y el espesor oscila entre 10 y 50 m.

3.- Languiense superior – Serravaliense: Esta secuencia se caracteriza por presentar un ciclo sedimentario transgresivo a regresivo completo. Las litologías presentes comprenden conglomerados continentales, margas, calcarenitas y turbiditas.

El relleno de las cuencas intramontañas lo constituyen las secuencias 4 a 7 de la Fig. 2.14. Los primeros sedimentos que reciben estas cuencas son conglomerados continentales que tan solo se observan en algunas de las cuencas (en Lorca, Sorbas, Tabernas, Huercal-Overa, Vera, Pulpí e Hinojar) y no representan afloramientos extensos. A continuación se produjo una transgresión marina que afectó a una extensa área y a la totalidad de las cuencas a lo largo del Tortoniense, excepto las Cuencas Prebéticas del NO, donde los sedimentos desde el Serravaliense superior son de tipo lacustre. En el resto de las cuencas intramontañas, el Tortoniense lo componen calcarenitas, margas y turbiditas (Vera, 2000).

Ma	Edad	Secuencias estratig.	Hiato / Discordancia		Litologías principales y ambientes sedimentarios
			Hiato	Discordancia	
1,8	Pleistoceno	7			Calcarenitas, arenas y margas de somero a marino profundo, con sedimentos detríticos de sistemas de delta someros. Margas y carbonatos lacustres en el centro de las cuencas y sedimentos fluviales en los bordes de las cuencas continentales.
5,3	Plioceno	6			Margas pelágicas con niveles finos detríticos en un ambiente marino profundo. Margas y carbonatos lacustres en el centro de las cuencas y sedimentos fluviales en los bordes de las cuencas continentales.
7,2	Mesiniense	5			Margas, evaporitas, con intercalaciones niveles detríticos y arrecifes coralinos en los bordes de cuencas. Ambiente marino profundo a restringido. Conglomerados, arenas, limos y arcillas continentales en cuencas emergidas.
11,6	Tortonense		4		Margas, arenas y limos con intercalaciones de conglomerados. Calcarenitas bioclásticas. Localmente arrecifes coralinos en los bordes de cuencas. Ambiente marino profundo y somero. Localmente conglomerados rojos continentales y calizas rojas. Continental a marino somero.
13,6	Serravaliense	3			Margas pelágicas, conglomerados marinos, arenas, limos y calcarenitas. Ambiente marino de profundo a somero. Intervalos lacustres con yesos y calizas.
15,9	Lang.		2		Brechas, margas calcáreas y arenas turbidíticas. Ambiente sedimentario marino profundo.
20,4	Burdigaliense	1			Secuencia transgresiva. Conglomerados en la base que pasan a arcillas y arenas. Olistostromas. Ambiente sedimentario marino profundo.

Fig. 2.14 Secuencias estratigráficas del neógeno en las Béticas, de Rodríguez-Fernández et al. (1999).

En el Tortonense superior las cuencas del interior del continente (Granada, Guadix-Baza, Fortuna y Lorca) pasaron de marinas a continentales (Fernández et al., 1996; Garcés et al., 2001) (Fig. 2.15). En Granada, Lorca y Fortuna el tránsito a continental está marcado por la sedimentación de evaporitas en un ambiente de mar aislado.

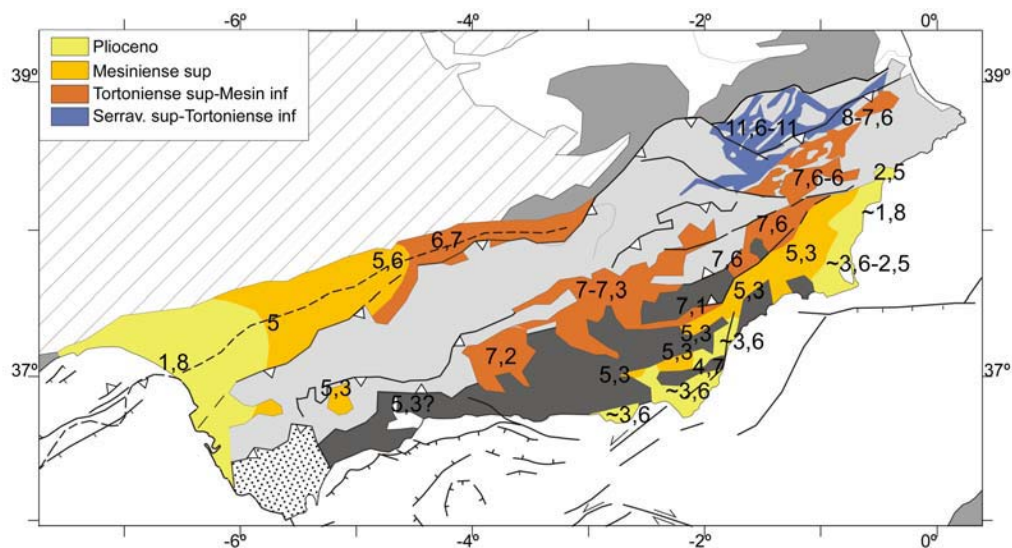


Fig. 2.15 Edad de la transición marino a continental expresada en millones de años en las cuencas neógenas de la Cordillera Bética. Leyenda del mapa como en Fig. 2.13.

Las cuencas que continuaron conectadas al mar durante el Mesiniense recibieron margas marinas y desarrollaron arrecifes costeros (Martín y Braga, 1994; Martín y Braga, 1996; Esteban et al., 1996). En las cuencas continentales se depositaron calizas en medios lacustres a lo largo del Mesiniense (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). El final del Mesiniense se caracteriza por extensos depósitos de evaporitas en las cuencas limítrofes con el Mediterráneo.

En el Plioceno inferior se produjo un incremento del nivel eustático (90 m sobre el nivel actual) dando lugar a una transgresión marina que afectó a todas las cuencas limítrofes con el Mar Mediterráneo y alcanzó incluso la cuenca de Fortuna. En esta cuenca se ha descrito una breve y localizada transgresión marina en el Plioceno (Garcés et al., 2001). En el resto de las cuencas los sedimentos de esta edad y hasta el Cuaternario son de tipo continental, lacustres y fluviales, y alcanzan importantes rellenos sedimentarios, llegando a superar los 1.000 m en algunas cuencas como en Guadix-Baza y Fortuna.

Se observa una tendencia general en la emersión de estas cuencas a lo largo de una transversal perpendicular a la estructura. Las cuencas situadas entre las Zonas Internas y Externas de las Cordilleras Béticas, y por tanto más alejadas a la línea de costa actual, emergen en primer lugar, hacia finales del Tortoniense superior (entre 7,6 y 7,1 Ma.) (Fig. 2.15). Posteriormente las cuencas situadas algo más cerca de la línea de costa pasan de marinas a continentales a lo largo del

Mesiniense y las cuencas situadas junto a la línea de costa emergen en último lugar, al final del Plioceno e incluso en el Pleistoceno (0,01-3,6 Ma.) (Fig. 2.15).

Las Cuencas Prebéticas presentan una evolución tectónica y sedimentaria que difiere del resto de las cuencas intramontañosas. Los sedimentos de estas cuencas se disponen generalmente sobre los sedimentos del Mioceno inferior y medio, que se depositaron en el Corredor Norbético. En el Serravaliense superior se produce una etapa compresiva y el plegamiento de las Unidades Prebéticas, que da lugar al cierre del estrecho Norbético en su parte oriental (Calvo, 1978; Elízaga y Calvo, 1988). A partir del Serravaliense superior, la sedimentación en estas cuencas pasó a ser de tipo fluvio-lacustre (Calvo, 1978; Elízaga y Calvo, 1988). La morfología de las Cuencas Prebéticas que reproducen la estructura tectónica, junto al paso marino-continental coincidiendo con una etapa de actividad tectónica en los cabalgamientos de la Zona Prebética, indican que estas cuencas evolucionan como cuencas de *piggy-back*.

2.3.4.3.- Datos y metodología

Los datos utilizados para el análisis volumétrico en las cuencas intramontañosas provienen de la bibliografía existente y de los mapas geológicos escala 1:50.000 y 1:200.000 del IGME. De la bibliografía se han recogido mapas de basamento, cortes geológicos, datos de sondeos y columnas estratigráficas. De los mapas geológicos se han utilizado las cartografías geológicas, así como los cortes geológicos, las columnas estratigráficas y datos de buzamiento. Las referencias de la bibliografía consultada para cada una de las cuencas, así como los mapas indicando los datos disponibles para realizar el cálculo, se encuentran detallados en el Anexo que acompaña esta Memoria.

La metodología utilizada para el cálculo de los volúmenes depende de la cantidad y tipo de datos disponibles en cada una de las cuencas. Se van a describir a continuación dos metodologías utilizadas mediante los ejemplos de la cuenca de Granada y la de Guadix-Baza. La cuenca de Granada representa el caso más favorable para el cálculo, mientras que la cuenca de Guadix Baza se explica como ejemplo más desfavorable debido a la escasez de datos disponibles.

La Cuenca de Granada

Se trata de una de las grandes cuencas intramontañosas de las Béticas, con 1.900 km² de extensión y se sitúa sobre el contacto de las Zonas Internas y Externas de la cordillera Bética (Fig. 2.13). En esta cuenca se disponía del mapa

de basamento realizado a partir de una red de perfiles sísmicos (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2001), por lo que únicamente se ha calculado el volumen existente entre la superficie topográfica y el mapa de basamento que venía referido en metros sobre nivel del mar (Fig. 2.16).

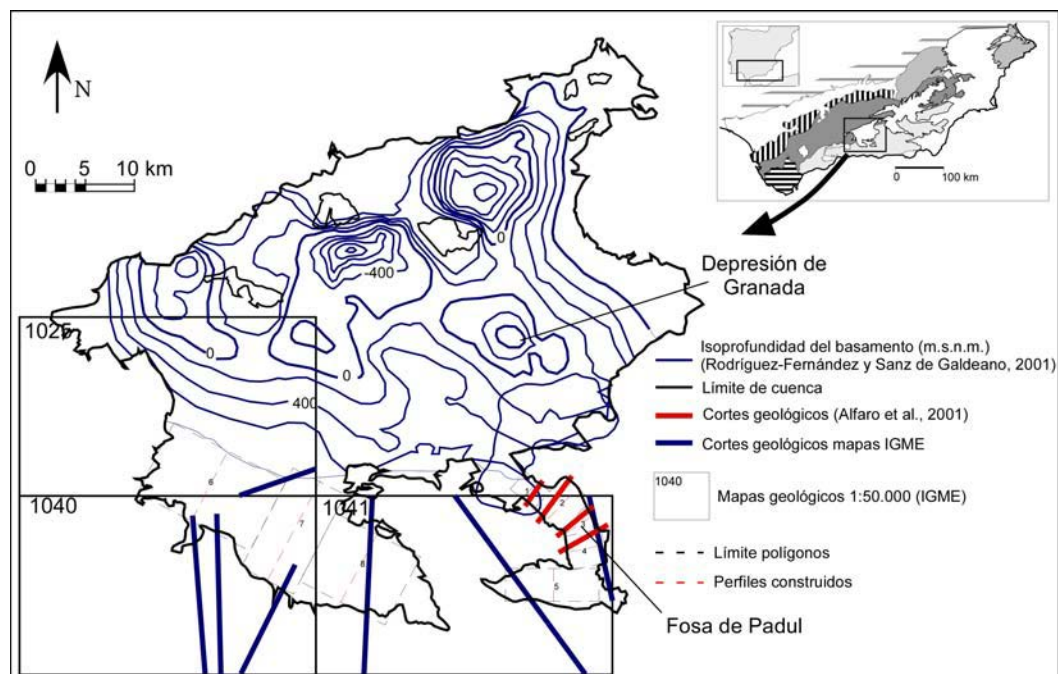


Fig. 2.16 Datos utilizados para el cálculo de volumen de sedimentos en la Cuenca de Granada, que incluyen el mapa de basamento en metros sobre el nivel del mar.

En las regiones situadas al SE y SO de la cuenca de Granada, el mapa de basamento no es completo. En el área SE (sector de El Padul-Nigüelas) se disponía de cortes seriados realizados por Alfaro et al. (2001), mientras que en el área SO se han recogido cortes geológicos de los mapas geológicos 1:50.000 (IGME, 1979; IGME, 1981; IGME, 1988). El cálculo de volumen para toda la cuenca se ha completado mediante la realización de cortes seriados según el método que se describe con detalle para la cuenca de Guadix-Baza en el apartado siguiente.

En líneas generales, el mapa de isopacas muestra que el relleno sedimentario se distribuye en distintas depresiones limitadas por fallas. Se distinguen tres depocentros alineados junto al límite N separados por dos altos del basamento mesozoico correspondientes a las Zonas Externas. La orientación que marcan estos depocentros es aproximadamente N65°E y coincide con la dirección

de la línea de sutura entre zonas Internas y Externas y con la orientación del borde N de la cuenca.

Existe otra orientación preferencial en los depocentros que conforman las depresiones de Granada y la Fosa de Padul, de dirección aproximada N135°E (Fig. 2.16). Esta orientación corresponde a una de las familias de fallas normales que se observan en distintos puntos del borde de la cuenca, como la falla Padul-Nigüelas, activa desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Alfaro et al., 2001). Por último cabe destacar que la morfología de la cuenca en el borde S, sobre las Zonas Internas, está condicionada por otra orientación preferente, de dirección E-O.

El volumen total obtenido para la Cuenca de Granada es de 930 km³ con una incertidumbre de ±3%. La incertidumbre se ha calculado para las zonas donde no se disponía de mapa de basamento, según la metodología que se explica detalladamente para la cuenca de Guadix-Baza.

La Cuenca de Guadix-Baza

En este apartado se describe la metodología que se ha utilizado en las cuencas donde los datos no son continuos, como en el caso de los mapas de basamento, sino que se parte de datos puntuales como sondeos o columnas estratigráficas y/o lineales como cortes geológicos. En estas cuencas se han realizado cortes seriados en los que se dibuja la profundidad del basamento. Cada uno de los cortes es representativo para una porción de área de la cuenca.

La cuenca de Guadix-Baza es una de las cuencas intramontañosas más grandes de las Béticas con un área de alrededor de 5.000 km², situada sobre el límite de las Zonas Internas y Externas, al E de la cuenca de Granada (Fig. 2.13).

En primer lugar, sobre la base geológica escala 1:200.000 (IGME, 1970; IGME, 1980; IGME, 1982; IGME, 1986), se dibujó el límite de la cuenca. A continuación se realizó una sectorización, dividiendo la cuenca en polígonos rectangulares o en forma de paralelepípedos que cubrían toda la extensión. En Guadix-Baza la sectorización resultó en 45 polígonos (Fig. 2.17). En el centro de cada polígono, transversalmente se realizó un perfil (Fig. 2.17 y 2.18) en el que se indican la geometría y espesor del relleno sedimentario. La cantidad de polígonos en los que se divide la cuenca está condicionada por la forma del límite de la cuenca y por los cambios en la profundidad del basamento, ya que cada perfil debe ser representativo para cualquier corte paralelo al mismo que se realice

dentro de cada polígono.

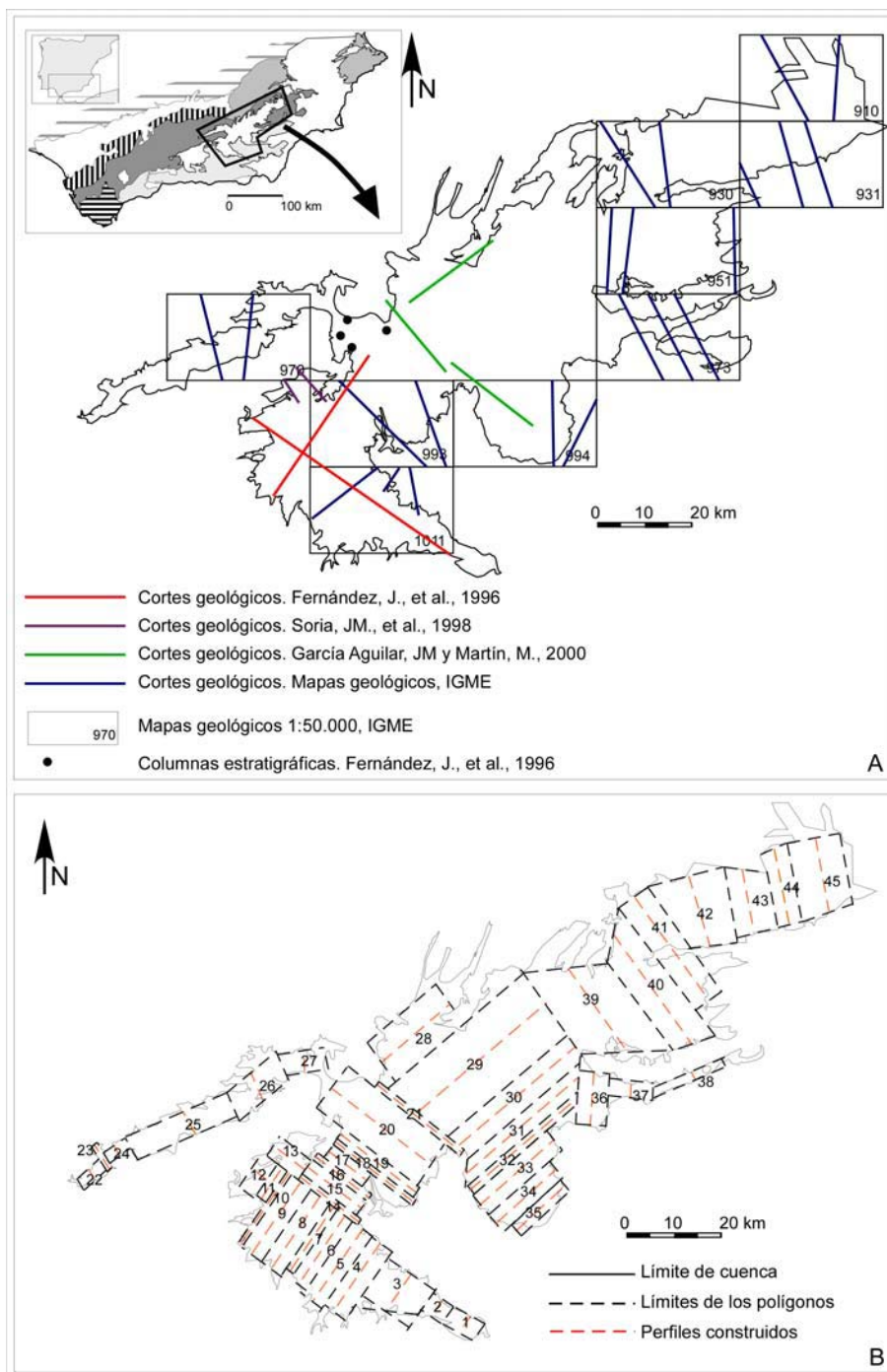


Fig. 2.17 **A** Mapa de la Cuenca de Guadix-Baza y situación de los datos utilizados para el cálculo volumétrico de sedimentos. **B** Cuenca de Guadix-Baza con la sectorización en polígonos realizada para el cálculo según el método de cortes seriados.

Para construir los distintos perfiles, se dispone de su longitud a través de la cartografía, pero no de la geometría del basamento. Para resolver la geometría de cada perfil se utilizan distintos métodos en función de la cantidad y tipo de datos. En concreto se han distinguido 5 casos que se describen a continuación (Fig. 2.19). Asimismo, existirá una incertidumbre asociada a la cantidad y tipo de datos que variará en cada uno de los perfiles.

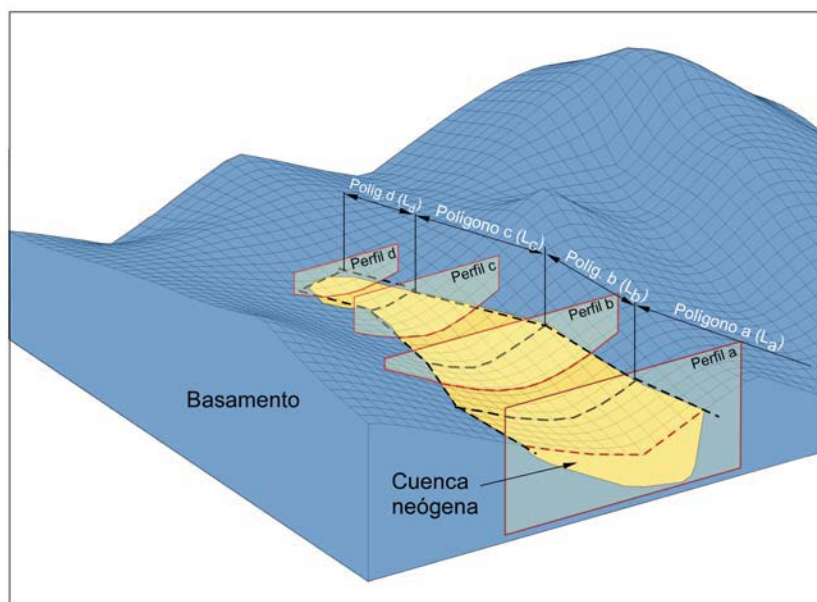


Fig. 2.18 Esquema del procedimiento de construcción de los polígonos y los perfiles en el método de cortes seriados.

Caso 1: Se trata del caso más favorable. Se dispone de un corte geológico que atraviesa el polígono con la misma orientación que el perfil que se quiere construir. El corte geológico se obtiene de la bibliografía o de las *Hojas Magnas*. En este caso el perfil será igual que el corte y la incertidumbre será mínima.

Caso 2: Se dispone de al menos dos tipos de datos, uno de profundidad del basamento dentro de la cuenca y otro de la geometría de los bordes. Por tanto los datos disponibles son:

1.- Uno o más datos puntuales de espesor de sedimentos que se obtienen de: a) un corte geológico que corta el perfil que se va a construir, b) presencia de un sondeo.

2.- Buzamiento del basamento de la cuenca en los márgenes, que se

obtiene de los cortes geológicos de las *Hojas Magnas*. Los ángulos de los bordes de cuenca permiten definir dos situaciones: 1) que el ángulo se mantenga hasta alcanzar el espesor máximo, lo cual consideramos como una estimación de espesor máxima, 2) que el primer punto donde no tengamos control del buzamiento, hasta el dato de espesor, se unan mediante una línea recta, lo cual corresponde a un mínimo. Se dibujan dos perfiles, que corresponderán a una situación de espesor mínimo y a otra de máximo.

Caso 3: En este tercer caso se dispone de datos de espesor sedimentario únicamente en los márgenes de la cuenca. La información la obtenemos de los cortes geológicos de las *Hojas Magnas*. En ocasiones tendremos además el buzamiento de los sedimentos que rellanan la cuenca, y en este caso se puede construir geoméricamente un corte geológico. Otras veces disponemos tan solo de los buzamientos del basamento, en cuyo caso estimamos el espesor máximo mediante los datos de espesor adyacentes y el contexto geológico. Los perfiles de estimación máxima y mínima se realizan de la misma forma que en el caso 2.

Caso 4: Se dispone de al menos un dato de espesor de sedimentos, pero ninguno de geometría de la cuenca. Para calcular el perfil máximo y el mínimo consideraremos los valores de buzamientos máximos y mínimos más cercanos al perfil que se va a construir, presentes en el mismo margen de la cuenca.

Caso 5: Cuando en el polígono no existe ningún dato. Se construirá el perfil teniendo en cuenta las observaciones que se realicen de la cartografía geológica como, presencia de basamento en el interior de la cuenca, morfología de borde de cuenca, y el contexto geológico, extrapolando los datos más cercanos al perfil que se va a construir. Los perfiles máximos y mínimos se obtendrán tomando los ángulos mayores y el espesor máximo considerado, y los ángulos más pequeños con el espesor mínimo, respectivamente.

En los casos 2, 3, 4 y 5, se obtiene un perfil que representa el área mínima posible y otro que representa un área máxima y la diferencia entre las dos (área rayada en Fig. 2.19) representa la incertidumbre. Se trata de la incertidumbre asociada a la geometría del basamento, que será menor cuantos más datos se tengan.

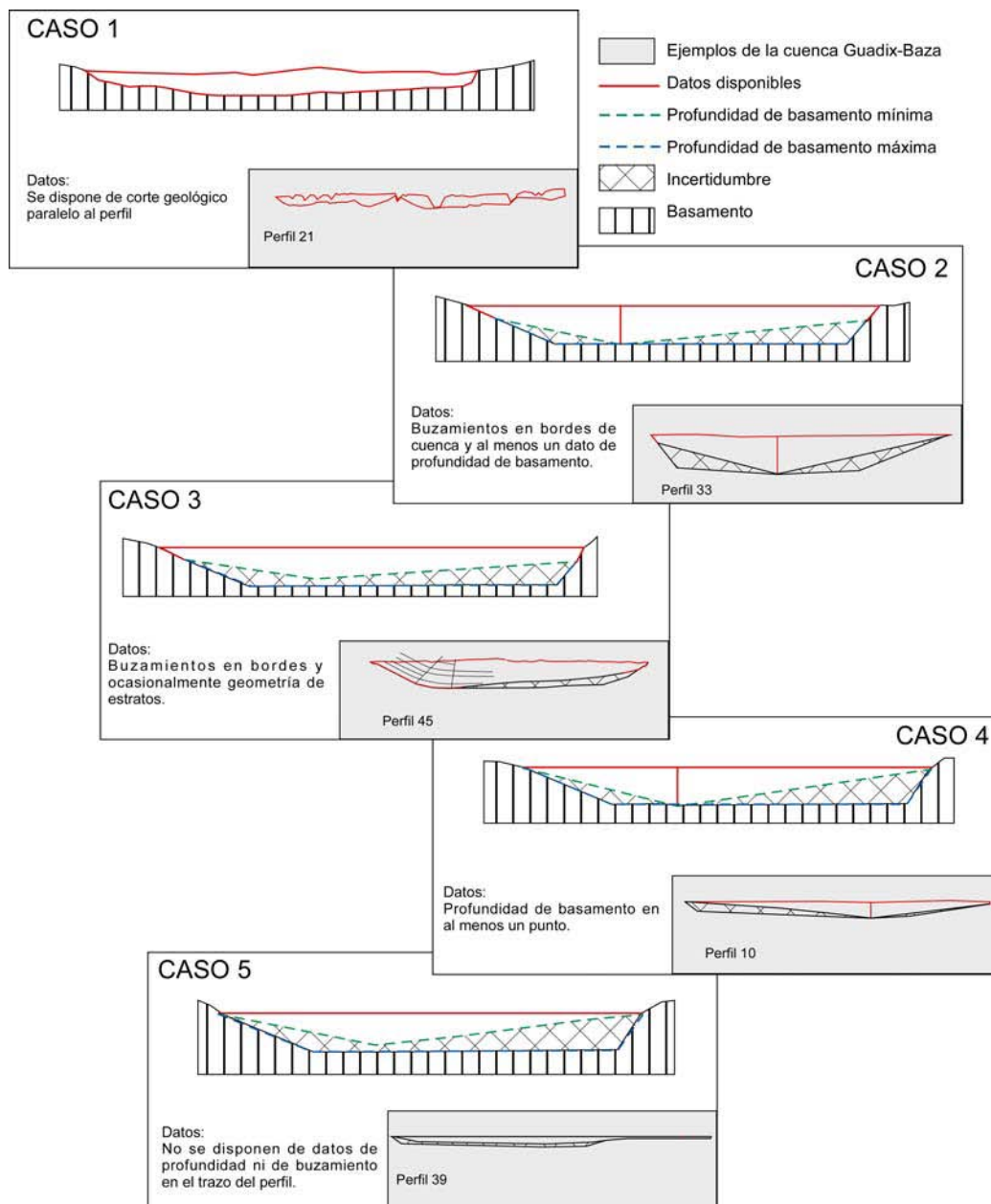


Fig. 2.19 Esquema que muestra el procedimiento utilizado para dibujar los perfiles en función de los datos disponibles y ejemplos de la cuenca de Guadix-Baza. La incertidumbre aumenta desde el caso 1 hasta el 5 donde esta es máxima.

A continuación se toman las áreas mínimas y máximas obtenidas y se multiplican por la longitud L del polígono perpendicular al perfil (Fig. 2.18). Así se obtendrá el volumen mínimo y máximo dentro de cada polígono. Finalmente se suman todos los volúmenes y se obtiene el volumen mínimo y máximo total de cada cuenca.

La Cuenca de Guadix-Baza en planta presenta una morfología alargada en la dirección de la línea de contacto entre las Zonas Internas y Externas (Fig. 2.13) y por tanto NE-SO. Existen dos depresiones principales dentro de la cuenca, además de depresiones secundarias limitadas en ocasiones por fallas normales. Los depocentros principales están situados uno de ellos en la zona de Guadix y el segundo en la subcuenca de Baza. Ambos depocentros están elongados en una dirección NO-SE (aproximadamente N125°E). En estas zonas subsidentes desde el Mioceno superior se acumulan importantes espesores (más de 2.000 m en el caso de Baza). Por último, al igual que en la cuenca de Granada, la parte S de la cuenca está condicionada por estructuras de orientación E-O.

El volumen obtenido para la cuenca de Guadix-Baza da un resultado de 5.100 km³ con una incertidumbre calculada del 8%, por lo que el volumen de esta cuenca se sitúa en un rango entre 4.700 y 5.500 km³ aproximadamente.

Excepto en las cuencas de Granada, Campo de Dalías, Málaga y Níjar, en el resto de las cuencas se ha procedido mediante el método de realizar cortes seriados para el cálculo del volumen sedimentario. En las cuatro primeras se disponía de mapas de basamento, mientras que en Níjar se construyó un mapa de basamento a partir de una red de perfiles magnéticos interpretados. Para ello se interpolaron los espesores de cada perfil mediante el método *Kriging* en el programa SURFER. Todos los perfiles seriados construidos, así como los mapas con el resultado de la división en polígonos y las referencias de las que se han extraído los datos y los mapas de basamento, se encuentran detallados en el Anexo que acompaña esta Memoria.

Cálculo de volúmenes parciales:

Los intervalos de tiempo para los que se calcularon los volúmenes parciales en estas cuencas, son el Mioceno superior, dentro del que se separan el Tortoniense y el Mesiniense cuando los datos disponibles lo permiten, y el Plio-Cuaternario.

En la cuenca de Granada, Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano (2006) presentan mapas de isopacas de sedimentos para distintos intervalos de tiempo, de los que se extrajeron los volúmenes parciales.

En la cuenca de Níjar-Carboneras, una red de perfiles magnéticos interpretados (Pedrera et al., 2006) que cubren la totalidad de la cuenca, permitieron realizar mapas de isopacas parciales por tiempos mediante la

interpolación de los distintos reflectores en el programa Surfer (Anexo).

En la mayoría de las cuencas intramontañas, los volúmenes parciales se obtuvieron introduciendo las distintas unidades en los perfiles seriados construidos (Anexo). En algunas de estas cuencas la escasez de datos continuos no permitió diferenciar las distintas unidades en todos los perfiles de basamento construidos y en este caso, el cálculo se realizó con una cantidad menor de perfiles, aumentando así la incertidumbre en los resultados.

En las cuencas de Pulpí e Hinojar, se disponía tan sólo de datos puntuales correspondientes a columnas estratigráficas o sondeos, donde las distintas unidades estratigráficas estaban definidas. En estas cuencas el cálculo se realizó tomando los porcentajes de cada unidad en los distintos sondeos o columnas, aplicando estos porcentajes al volumen total de estas cuencas. En este caso, los resultados obtenidos tienen una incertidumbre mucho mayor y por tanto los resultados representan un valor estimativo.

Durante el Tortoniense superior, las cuencas de Granada, Fortuna y algunas zonas de Alicante-Cartagena presentan condiciones marinas cada vez más restringidas, que dieron lugar a la sedimentación de evaporitas. Asimismo, entre el Mesiniense medio y superior, el cese de la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo dio lugar a la formación de potentes series evaporíticas en el centro del Mediterráneo y en algunas cuencas periféricas, en la que se ha denominado la Crisis del Mesiniense (Krijgsman et al., 1999a). En la Cordillera Bética los sedimentos evaporíticos de esta edad se encuentran en las cuencas de Sorbas, Níjar, Vera, Lorca y algunas zonas de la cuenca de Alicante-Cartagena. Por tanto, muchas de estas cuencas presentan importantes espesores de evaporitas o carbonatos en el relleno sedimentario. Estos sedimentos no tienen relación con los procesos de erosión geomórfica de las áreas emergidas, sino que se producen por precipitación.

En las cuencas de Sorbas, Fortuna y Alicante-Cartagena, donde las evaporitas alcanzan un mayor desarrollo, se ha realizado una tentativa de cálculo para cuantificar su volumen. Para ello se consideraron las áreas en las que estas formaciones evaporíticas están presentes y los espesores máximos. En la cuenca de Sorbas, estas formaciones de edad Mesiniense alcanzan 130 m de espesor en algunos puntos (Fortuin y Krijgsman, 2003), mientras que en la cuenca de Fortuna, las evaporitas tortonienses pueden presentar alrededor de 170 m, según el corte geológico de Garcés et al. (2001). Los volúmenes obtenidos dieron un

resultado de 25 km³ en la cuenca de Sorbas y 49 km³ en Fortuna y Alicante-Cartagena. Estos valores se encuentran, en ambos casos, por debajo del porcentaje de incertidumbre del cálculo volumétrico de estas cuencas y se consideran por tanto despreciables. Además, las descripciones sedimentológicas indican que las formaciones evaporíticas presentan intercalaciones de material detrítico, por lo que el volumen de sedimentos formados puramente por precipitación química, es todavía menor que el calculado.

Asimismo, a lo largo del Mioceno superior, muchas de las cuencas intramontañosas presentan arrecifes coralinos en los bordes de las cuencas (Esteban et al., 1996; Braga et al., 2003). Aunque localmente estos depósitos alcanzan un gran desarrollo, no suponen volúmenes considerables con respecto al relleno total, por lo que debido al carácter regional de este estudio, tampoco se ha considerado necesario diferenciarlos en el cálculo.

2.3.4.4- Resultados del cálculo volumétrico

Las cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética reciben sedimentos desde el Tortonense inferior hasta la actualidad, con algunos hiatos. La morfología y la distribución de los depocentros en estas cuencas están fuertemente influenciadas por la tectónica y reproducen las direcciones de las estructuras principales de la Cordillera Bética.

Los bordes de cuenca y los depocentros de las cuencas situadas sobre el contacto entre Zonas Internas y Externas (Granada, Guadix-Baza, Lorca, Fortuna y Alicante-Cartagena), así como las cuencas de la Zona Prebética, se disponen según dos direcciones principales. La primera es la dirección NE-SO (aproximadamente N65°E), que corresponde a la dirección de las estructuras compresivas de las Zonas Externas, y la segunda es la familia de fallas normales de dirección NO-SE (N120°-135°E) (Fig. 2.20).

La parte S situada sobre las Zonas Internas de las cuencas de Granada y Guadix-Baza, así como las cuencas situadas enteramente sobre las Zonas Internas occidentales (Málaga, Sorbas-Tabernas, Níjar-Carboneras, Cuenca de las Alpujarras, Almanzora, y Huercal-Overa), están elongadas según la orientación E-O (Fig. 2.20), que coincide con la dirección de los pliegues del Dominio Cortical de Alborán, aunque también presentan depocentros que siguen la orientación de la familia de fallas normales de dirección N120°-135°E.

Por último, las fallas transcurrentes de la zona oriental de la Cordillera

Bética de dirección NE-SO, compartimentan las cuencas orientales de Carboneras, Vera, Pulpí, Hinojar, Lorca, Fortuna y Alicante-Cartagena, alargando los depocentros principales paralelos a las fallas (Fig. 2.20) (Booth-Rea et al., 2003).

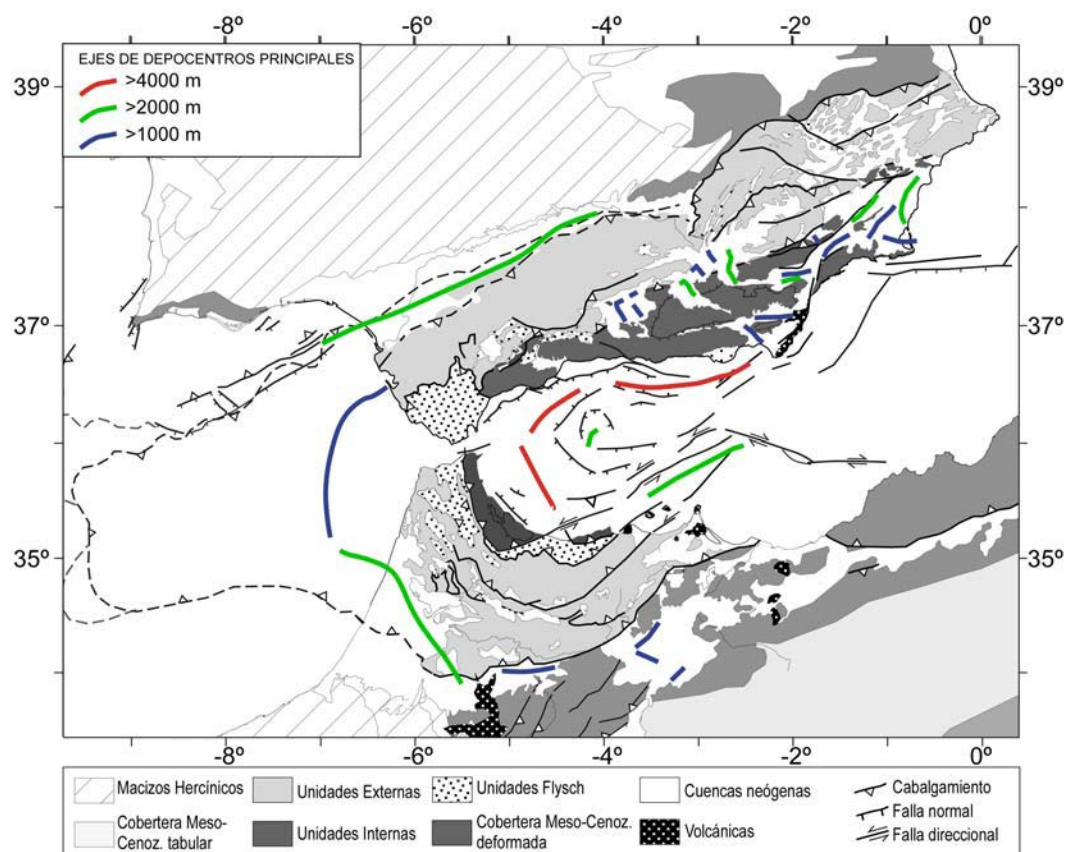


Fig. 2.20 Mapa tectónico de la Cordillera Bética y el Rif con los ejes de los depocentros principales de las cuencas neógenas.

Los volúmenes obtenidos en estas cuencas suman un total de aproximadamente 9.200 km^3 con una incertidumbre del 10% (Fig. 2.21). El máximo volumen de sedimentos se encuentra en la Cuenca de Alicante-Cartagena, con alrededor de 2.500 km^3 (incertidumbre de $\pm 8\%$), seguida de la Cuenca de Guadix-Baza con $2.300 \text{ km}^3 \pm 8\%$, que son a su vez, las cuencas que presentan una mayor extensión.

A pesar de la dificultad que representa el cálculo de volúmenes parciales por unidad de tiempo, se ha realizado una estimación de los mismos en la totalidad de las cuencas, en los que las incertidumbres varían mucho en función de la cantidad de datos de partida. Se ha realizado asimismo, una tentativa de

cálculo del volumen que representan las rocas precipitadas químicamente, cuyo resultado indica que los volúmenes de estas rocas se encuentran siempre por debajo de la incertidumbre asociada al cálculo y representan por tanto cantidades volumétricas despreciables para el cálculo que se realiza en este trabajo.

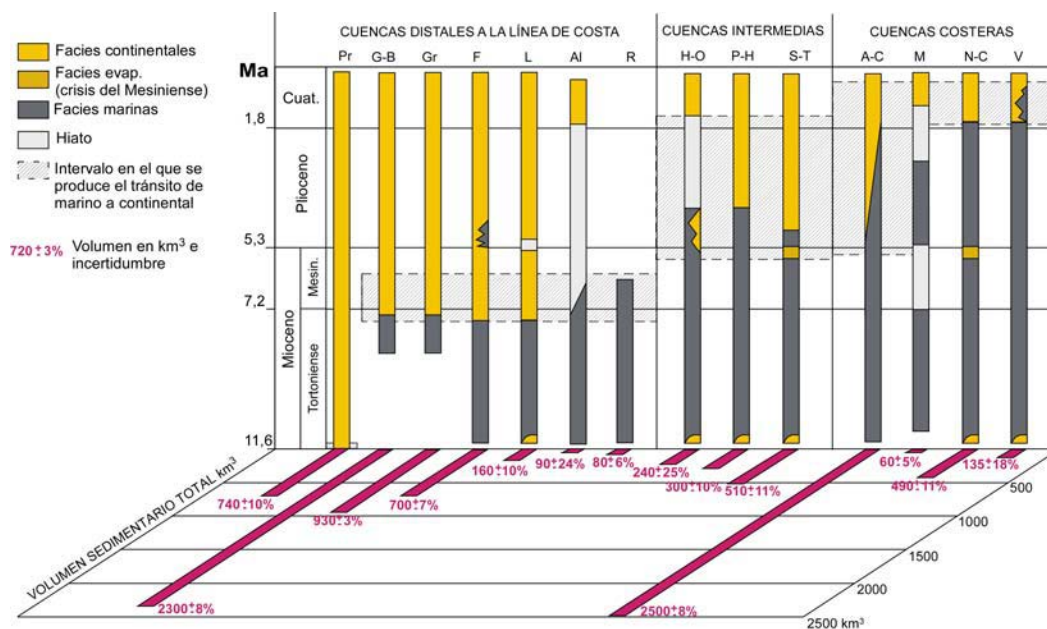


Fig. 2.21 Resultados de los volúmenes sedimentarios de las cuencas intramontañas béticas e incertidumbre asociada al cálculo en el panel horizontal. En el panel vertical se indica la edad de los sedimentos que rellenan estas cuencas y se distinguen las facies marinas o continentales. Pr: Cuencas Prebéticas, G-B: Guadix-Baza; Gr: Granada; F: Fortuna; L: Lorca; Al: Corredor de Almanzora; R: Ronda; H-O: Huercal-Overa; P-H: cuencas de Pulpí, Hinojar y Mazarrón; S-T: Cuencas de Sorbas-Tabernas y Corredor de las Alpujarras; A-C: Alicante-Cartagena; M: Cuenca de Málaga; N-C: cuencas de Níjar-Carboneras, Andarax y Campo de Dalías; V: Vera. Situación de las cuencas en Fig. 2.13.

Los resultados de los volúmenes parciales actuales (Tabla 2.5 y Fig. 2.22), muestran que las mayores acumulaciones sedimentarias se producen durante el Mioceno superior. Únicamente las Cuencas de Granada y Guadix Baza presentan un mayor contenido de sedimentos plio-cuaternarios que del Mioceno superior. Estas dos cuencas se encuentran situadas en la vertiente N de las dos grandes sierras de las Béticas: Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, limitadas al N por las estribaciones de las Zonas Externas. A partir del Tortoniense superior la sedimentación es de tipo continental y ambas cuencas son endorreicas hasta el Pleistoceno medio en el caso de Granada (Ruíz-Bustos et al., 1990) y el límite Pleistoceno medio/superior en el caso de Guadix-Baza (Martín-Penela, 1987).

En las Cuencas de Alicante-Cartagena, Málaga y Campo de Dalías, el volumen del Plioceno y Cuaternario, aunque no es superior al del Mioceno superior, es significativo y comprende el 33%, 43% y 49% respectivamente del volumen total de cada cuenca. En el resto de las cuencas los sedimentos de esta edad representan volúmenes muy inferiores a los del Mioceno superior (entre 1 y 19%) del volumen total.

La distinción entre volúmenes sedimentarios del Tortoniense y del Mesiniense dentro del Mioceno superior, se ha podido calcular en algunas cuencas. Los resultados obtenidos no presentan una pauta común, ya que en algunas de las cuencas los sedimentos mayoritarios son del Tortoniense y viceversa.

	Total (km ³)	Pliocuat. (km ³)	Mioc. Sup. (km ³)	Mesin. (km ³)	Torton. (km ³)	Mioc. inf. y medio (km ³)
Guadix-Baza (G-B)	2300	1300	1000	350	650	
Granada (Gr)	930	503	427	311	116	
Almanzora (Alm)	90	5	85			
Huercal-Overa (H-O)	240	3	237	15,8	221,2	
Vera (V)	135	4	131			
Sorbas-Tabernas (S-T)	510	10	500			
Campo Dalías (D)	190	94	96	44,5	51,9	
Níjar-Carboneras (N-C)	300	45	255			
Lorca (L)	160	8	152	50	102	
Fortuna (F)	700	38	662	208	454	
Pulpí-Hinojar (P-H)	300	57	243			
Alicante-Cartagena (A-C)	2500	819	1681	988	693	
Prebéticas (Pr)	740		370			370
Málaga (M)	60	26	34			
Ronda (Rn)	80		80			
Total	9235	2912	5953			370

Tabla 2.5 Resumen resultados del cálculo de volúmenes sedimentarios parciales por intervalos de tiempo en las cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética.

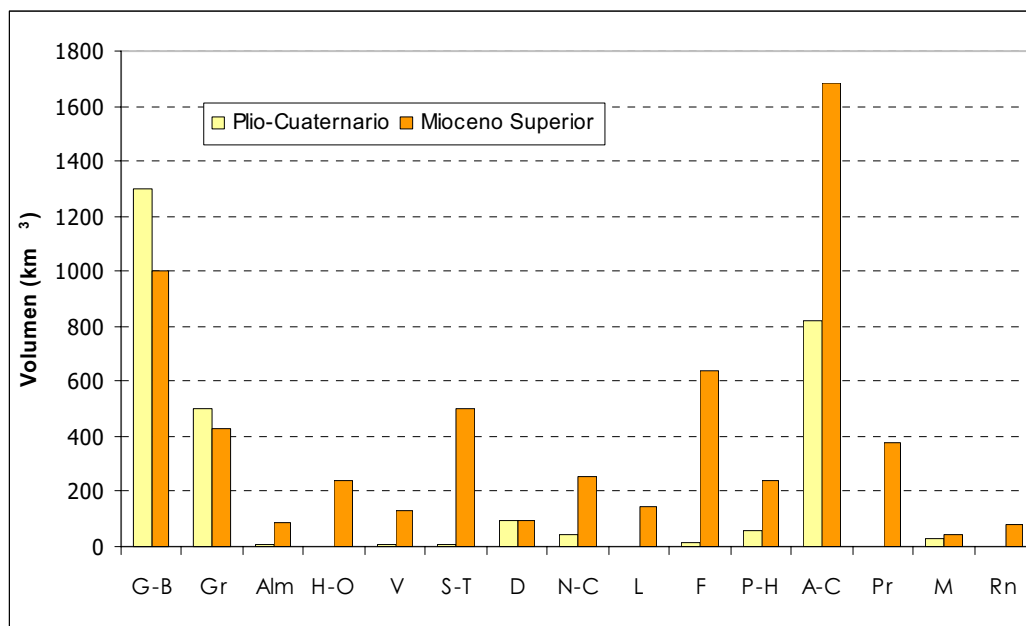


Fig. 2.22 Resultados cálculo de volúmenes sedimentarios parciales por intervalos de tiempo en las cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética. Leyenda en la Tabla 2.5.

2.3.5.- Cuencas neógenas del Rif

2.3.5.1.- Características geológicas de las cuencas

Hasta el límite Tortonense/Mesiniense las cuencas presentes en la cordillera del Rif formaban parte de una única cuenca de surco frontal que comunicaba el Atlántico y el Mediterráneo, que se ha denominado el Corredor del Rif (Cirac, 1987). En la actualidad los sedimentos que se depositaron en el corredor forman afloramientos dispersos o cuencas aisladas, debido a los movimientos tectónicos que elevaron esta cuenca desde hace 7,2 Ma (Krijgsman et al., 1999b). Las cuencas que se observan actualmente son, de Oeste a Este, la Cuenca del Rharb, las Cuencas de Ouerrah, la Cuenca de Melilla y la de Taza-Guercif (Fig. 2.23). Además pequeñas cuencas que se observan en la costa Mediterránea y que se encuentran actualmente emergidas, formaban parte de la Cuenca de Alborán durante el Mioceno superior.

La Cuenca del Rharb situada al SO y S de la cordillera del Rif constituye la cuenca de antepaís del Rif. Esta cuenca queda limitada al E por la cadena del Medio Atlas. El antepaís está formado por rocas paleozoicas del hercínico y por materiales mesozoicos.

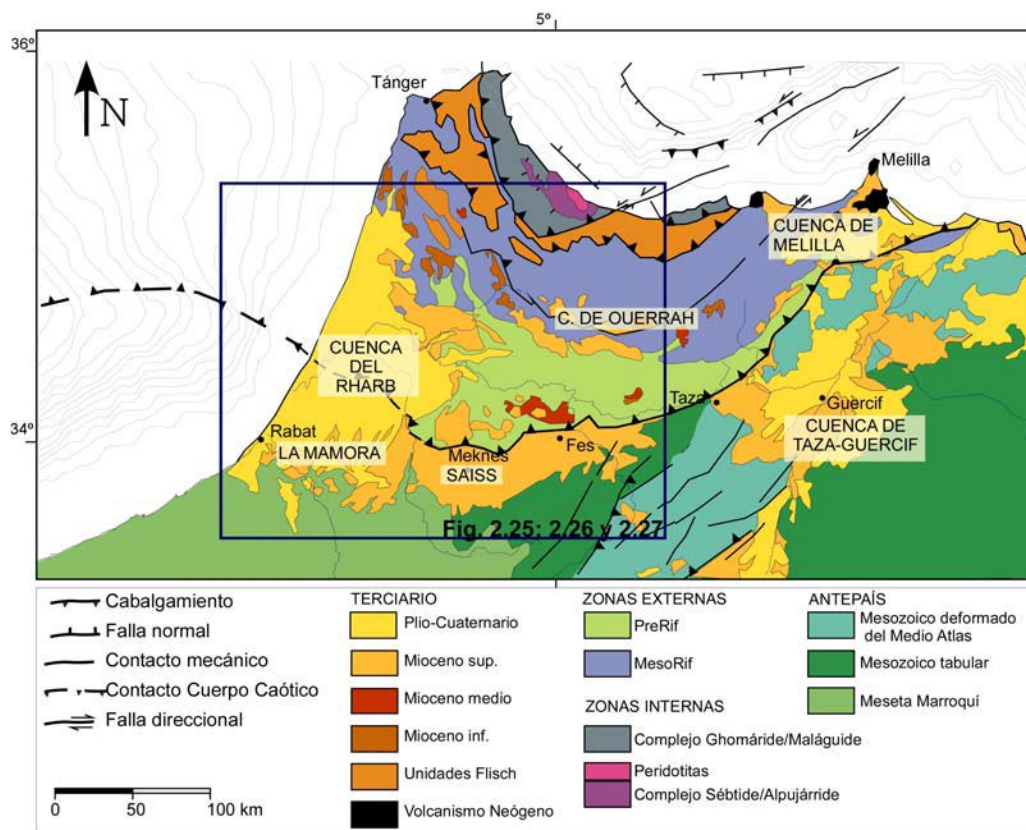


Fig. 2.23 Mapa geológico del Rif y nomenclatura de las cuencas neógenas.

El basamento en esta cuenca está afectado por fallas hercínicas de dirección N20° -40°E y N120°E. Una de las fallas de la familia N120°E divide el basamento de la cuenca del Rharb, en el área de La Mamora (Fig. 2.23), en dos sectores con diferente estructura del zócalo (Zouhri et al., 2001). El sector S está condicionado por las fallas hercínicas que generan horst y grabens, cuyas depresiones se rellenan con secuencias mio-pliocenas y quedan cubiertas por el Cuaternario. El sector N, presenta un basamento paleozoico con cobertera mesozoica que se encuentra flexionado como consecuencia del emplazamiento de las láminas cabalgantes del Rif (Zouhri et al., 2001).

La cuenca de Taza-Guercif se sitúa al SE del Rif. Se formó por flexión del basamento como consecuencia del avance de las Zonas Externas del Rif, al igual que todo el corredor. Esta cuenca pasó a continental hace 6 Ma (Krijgsman et al., 1999b). No se puede afirmar si en este momento el corredor se cerró completamente o si permanecía una comunicación a través de un reducido corredor (Krijgsman et al., 1999b). No obstante, el primer intercambio de

mamíferos entre África y Europa se produjo hace 6,1 Ma (Benammi et al., 1996; Krijgsman et al., 1999b) indicando la existencia de un paso continental.

Al Norte de esta cuenca y sobre rocas pertenecientes a las Zonas Externas del Rif se sitúa la Cuenca de Melilla, limítrofe con el Mar de Alborán. La sedimentación en esta cuenca comenzó durante una fase extensiva en el Tortonense (Guillemin y Houzay, 1982).

Las Cuencas de Ouerrah forman parte de las cuencas intramontañosas de la Cordillera del Rif y se encuentran situadas sobre las Zonas Externas. Formaban parte del Corredor del Rif hasta el levantamiento general de la zona que provocó su aislamiento y el fin de la sedimentación en el Mesiniense.

2.3.5.2.- Relleno sedimentario

El Aquitaniense está constituido por facies mixtas terrígenas y carbonatadas (Esteban et al., 1996). Estos sedimentos se han observado en afloramientos dispersos en las Zonas Externas y bajo los depósitos del Mioceno superior de la Cuenca del Rharb en la región de la Mamora (Zouhri et al., 2001; Zouhri et al., 2003).

Los sedimentos del Mioceno medio (Languense-Serravaliense) en el Corredor del Rif son de tipo turbidítico (Esteban et al., 1996). Tras un hiato en el Serravaliense superior se depositaron de manera continua las secuencias del Mioceno superior. El relleno sedimentario principal del corredor y de las distintas cuencas una vez individualizadas, se produce desde hace 8 Ma y continúa hasta el Pleistoceno en áreas cada vez más restringidas a medida que el área se levanta (Fig. 2.24). La sedimentación marina está compuesta principalmente por margas azules, algo arcillosas en el extremo atlántico.

En la cuenca del Rharb, además del relleno sedimentario, el espacio generado se encuentra ocupado por una unidad equivalente al Cuerpo Caótico del Guadalquivir, formada por evaporitas y margas que algunos autores han llamado “Rides Prerifaines”. La cuenca es marina hasta los 3,5-5 Ma en la región de Saiss (Fig. 2.24).

Los principales aportes sedimentarios en la cuenca de Taza-Guercif proceden del Sur como consecuencia de la inversión tectónica y consiguiente levantamiento del Medio Atlas (Krijgsman et al., 1999b). Los primeros sedimentos son de edad Tortonense y se disponen sobre rocas del Jurásico en una secuencia transgresiva que dejó principalmente margas azules y

esporádicamente turbiditas. La sedimentación es continental a partir de los 6 Ma (Krijgsman et al., 1999b).

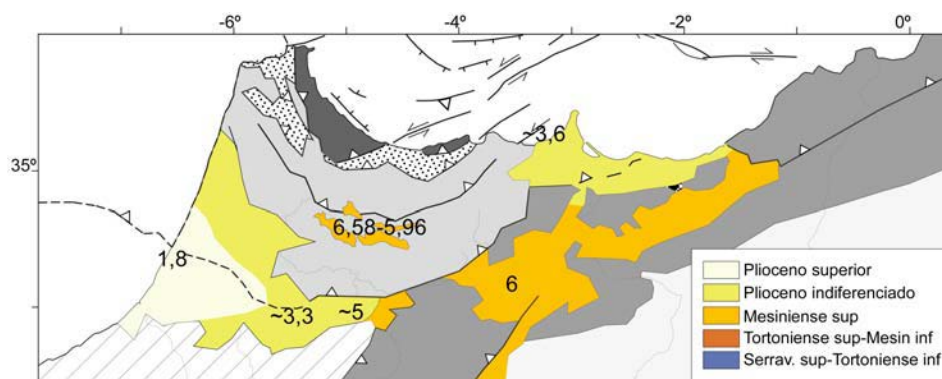


Fig. 2.24 Edad de la transición marino a continental expresada en millones de años en las cuencas neógenas de la Cordillera del Rif. Leyenda del mapa como en Fig. 2.20.

Los sedimentos en la cuenca de Melilla presentan una secuencia transgresiva del Tortoniense al Mesiniense, seguida de una regresión que culmina en una sedimentación continental lacustre hacia los 5,8 Ma (Rouchy et al., 2003). Tras la emersión de la cuenca una importante erosión marcó el final del Mesiniense. Esta erosión se correlaciona con las incisiones erosivas observadas en la Cuenca Sur de Alborán (Rouchy et al., 2003). Estos paleovalles quedaron cubiertos por sedimentos marinos del Plioceno inferior. La cuenca emerge definitivamente a los 3,6 Ma.

2.3.5.3.- Datos y metodología

Los datos utilizados para el cálculo de volumen en las cuencas del Rif se han recogido de la bibliografía y del mapa geológico del Reino de Marruecos (Saadi et al., 1985). Estos datos incluyen cortes geológicos, mapas de isopacas en tiempo (TWTT), sondeos comerciales y líneas sísmicas (Benson et al., 1991; Flinch, 1993; Zizi, 1996; Bernini et al., 2000; Gelati et al., 2000; Sani et al., 2000; Münch et al., 2001; Zouhri et al., 2001; Essahlaoui et al., 2001; Zouhri et al., 2003). En la Cuenca del Rharb se realizó un mapa de isopacas interpolando todos los datos disponibles (Fig. 2.25) con el programa SURFER. A partir del mapa de isopacas se calculó el volumen sedimentario.

2.3.5.4- Mapas de isopacas y resultado del cálculo volumétrico

La figura 2.26 representa los espesores sedimentarios del relleno de la

Cuenca del Rharb. Al igual que en la cuenca de antepaís de la Cordillera Bética (Guadalquivir) los depocentros se alinean al frente de los cabalgamientos de las Zonas Externas. Las direcciones de la estructura de las Zonas Externas del Rif y del eje de la cuenca presentan una orientación NO-SE en la parte occidental, que cambia a O-E en la parte oriental. Un corte perpendicular al eje de la cuenca muestra un relleno sedimentario con forma de triángulo invertido con el máximo desplazado hacia el frente de cabalgamientos, característico de las cuencas de antepaís como respuesta a la flexión del basamento.

La Cuenca del Rharb se abre hacia el Atlántico donde continúa la sedimentación en la plataforma marina, mientras que hacia el E los sedimentos se acuñan debido al levantamiento del basamento.

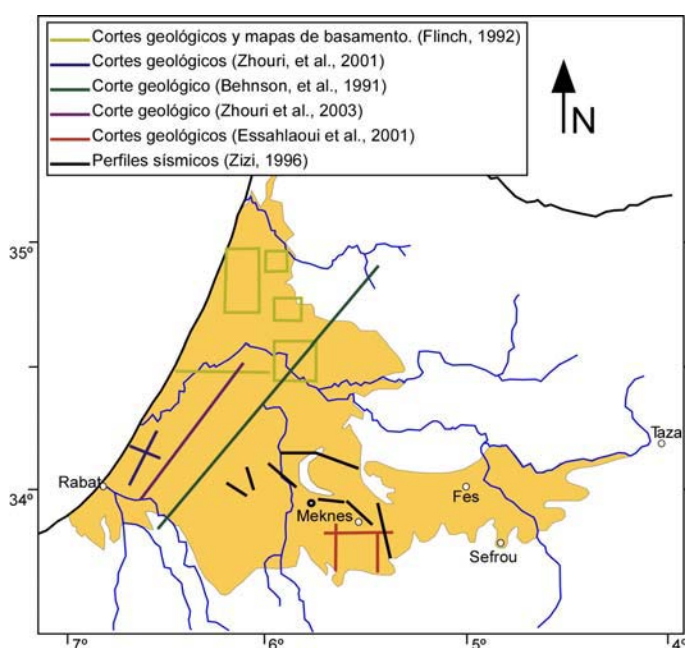


Fig. 2.25 Datos utilizados para realizar el mapa de isopacas de la Cuenca del Rharb.

El volumen total de sedimentos que rellenan la Cuenca del Rharb, incluyendo la subcuenca de Saiss, da un resultado de 13.100 km^3 (Fig. 2.26).

Ninguno de los autores consultados en la bibliografía distingue en esta cuenca la cuña de deformación de sedimentos miocenos que se observa al frente del cuerpo caótico en la Cuenca del Guadalquivir. No obstante, la unidad formada por las “Rides Prerifaines” que rellenan en parte la Cuenca del Rharb, deforman una secuencia sedimentaria con edades comprendidas entre el Mesozoico y el

Mioceno medio (Flinch, 1996). Se desconoce el volumen total de sedimentos del Mioceno inferior y medio incorporados en esta unidad tectónica. En la Cuenca del Guadalquivir, los sedimentos miocenos implícitos en la cuña de deformación frontal del cuerpo caótico llegan a representar hasta el 30 % de los sedimentos miocenos del relleno sedimentario. Asumiendo esta proporción para la Cuenca del Rharb obtenemos que los sedimentos del Mioceno y Cuaternario que rellenan la cuenca podrían alcanzar los 17.000 km^3 (un 30% más del calculado). Debido a que no disponemos de datos para cuantificarlo de manera más precisa, consideramos que el relleno sedimentario de esta cuenca se encuentra entre los 13.100 km^3 y los 17.000 km^3 , lo que representa un total de alrededor de 15.000 km^3 con una incertidumbre de $\pm 13\%$.

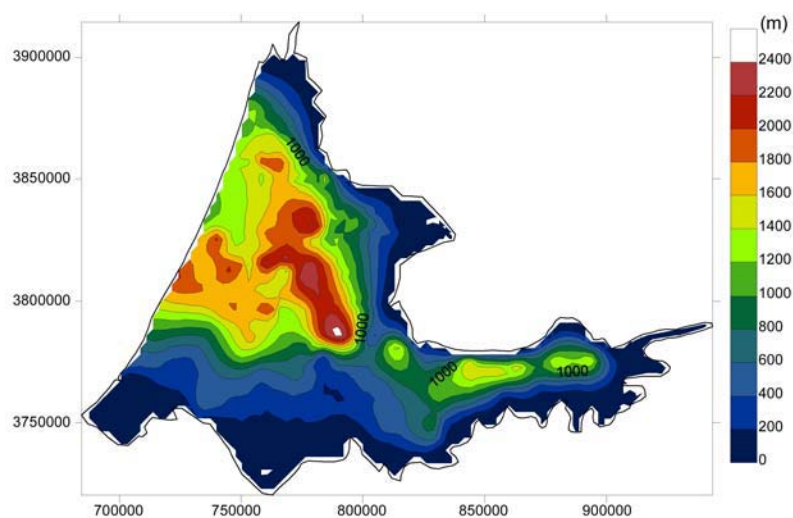


Fig. 2.26 Mapa de espesores sedimentarios totales de la Cuenca del Rharb. Coordenadas en metros.

El relleno sedimentario de la cuenca del Rharb se ha dividido en tres intervalos de tiempo (Mioceno inferior y medio, Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario). Se han realizado mapas de isopacas para cada uno de los intervalos (Fig. 2.27), de los que se han extraído los volúmenes. El espesor de sedimentos del Mioceno inferior y medio, según los datos disponibles, no supera los 450 m a lo largo de toda la cuenca. Parte de estos sedimentos se incluyen en la cuña tectónica del cuerpo caótico. El volumen de estos sedimentos, sin tener en cuenta los que se encuentran implícitos en el cuerpo caótico, suman un total de aproximadamente 1.000 km^3 . Hemos estimado que en el cuerpo caótico podrían existir hasta 3.900 km^3 de sedimentos de esta edad. Por tanto consideramos un

volumen de 2.450 km³, con una incertidumbre muy alta, del 59%. El volumen aproximado del Mioceno superior, donde la incertidumbre es menor, da un total de 9.900 km³, mientras que en el Plioceno-Cuaternario, el volumen obtenido es de 2.200 km³.

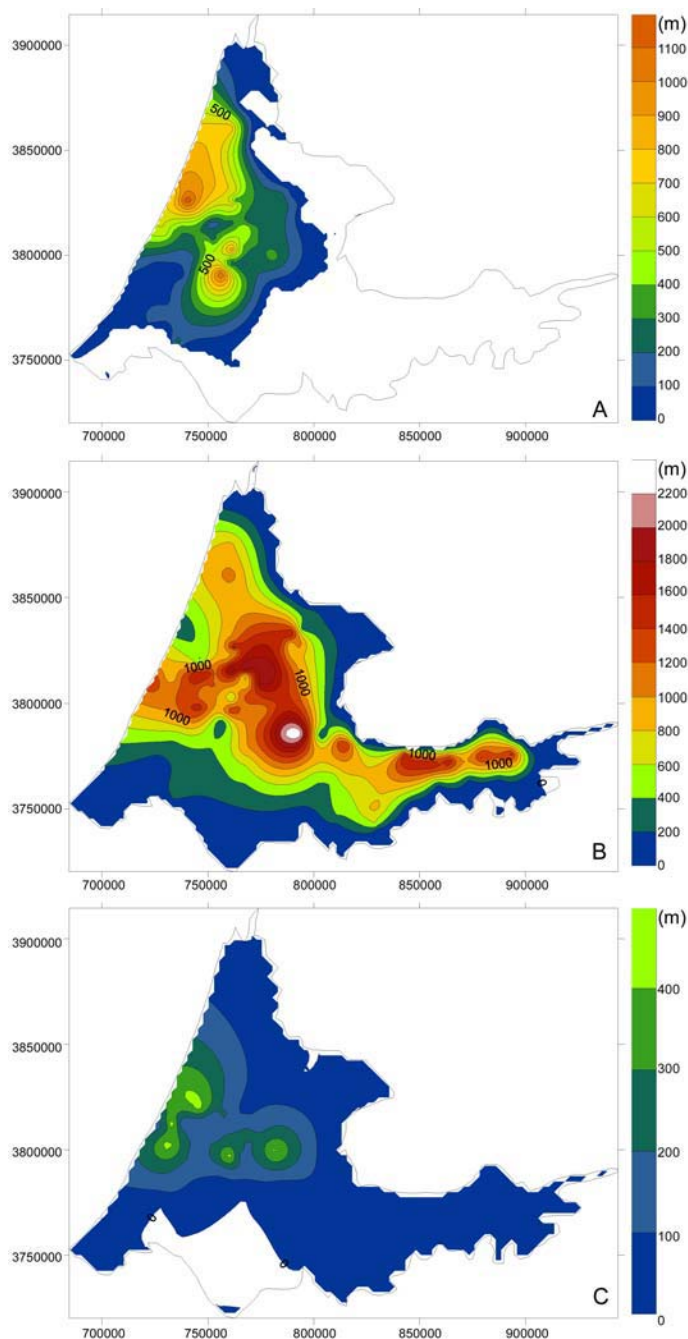


Fig. 2.27 Mapas de espesores sedimentarios por intervalos de tiempo en la Cuenca del Rharb. Coordenadas en metros. **A** Mapa de isopacas del Plio-Cuaternario, **B** mapa de isopacas del Mioceno superior, **C** mapa de isopacas del Mioceno inferior y medio.

La Cuenca de Taza-Guercif, que formaba parte del Corredor del Rif durante parte del Mioceno, recibe los sedimentos principalmente del Sur procedentes del Atlas (Krijgsman et al., 1999b), por lo que no se ha tenido en cuenta en el cómputo total de sedimentos que provienen del Rif.

La Cuenca de Melilla, debido a su posición limítrofe con el Mar de Alborán, se ha cuantificado junto a la Cuenca del Mar de Alborán.

Por último las Cuencas de Ouerrah se han calculado mediante el método de cortes seriados, obteniendo un resultado de 90 km³. Los sedimentos que rellenan estas cuencas son de edad Mioceno superior.

2.4 VOLÚMENES ROCOSOS EQUIVALENTES

Los volúmenes sedimentarios calculados para las cuencas sedimentarias neógenas de la Cordillera Bética y el Rif, suman un total de 217.300 km³. Parte del relleno sedimentario del Mar de Alborán lo componen sedimentos hemipelágicos, compuestos por nanofósiles, que se han eliminado del volumen total calculado en esta cuenca. El resultado final, una vez eliminados estos sedimentos, es de aproximadamente 209.000 km³.

El volumen sedimentario obtenido se ha transformado a volumen rocoso equivalente, convirtiendo las densidades sedimentarias en una densidad media de roca correspondiente al área fuente. Un estudio similar realizado en los Alpes, donde se cuantifican los volúmenes sedimentarios y se transforman a volúmenes rocosos (Kuhlemann et al., 2001) considera una media de 2.700 kg m⁻³, como valor representativo para rocas metamórficas de basamento y rocas Mesozoicas compactadas. Asimismo, en las Béticas, diversos estudios de modelización gravimétrica (Torne y Banda, 1992; Torne et al., 1992; Watts et al., 1993; Galindo-Zaldívar et al., 1997), así como medidas directas de velocidad de ondas sísmicas y densidades (Zappone et al., 2000), asignan un valor de 2.700 kg m⁻³ tanto para las Zonas Externas como para el Dominio Cortical de Alborán.

Las densidades sedimentarias propuestas tanto en mar como en tierra para los depósitos del Neógeno, inferidas a partir de sísmica (Berástegui et al., 1998; González-Fernández et al., 2001; Gutscher et al., 2002), así como las utilizadas en la modelización geofísica (Torne et al., 2000; Pedrera et al., 2006), oscilan entre los 2.000 y los 2.400 kg m⁻³. En este trabajo se ha considerado una media de 2.200 kg m⁻³ para estos sedimentos. En la Cuenca de Alborán no obstante, debido a los grandes espesores de sedimentos que se alcanzan en los depocentros de la

cuenca Oeste, se ha tomado la media de 2.400 kg m^{-3} propuesta por Torné et al. (2000) como representativa para las unidades inferiores (intervalo Mioceno inferior-medio).

		Volumen sedimentario km^3	Densidades sedim. kg m^{-3}	Masa (* 10^{12} kg)	Densidad rocosa kg m^{-3}	Volumen equivalente km^3
Guadalq.	Total	14.000				11.407
	Mioc. m.	2.790	2.200	6138	2.700	2.273
	Mioc. sup.	8.400	2.200	18480	2.700	6.844
	Plio-Cuat.	2.810	2.200	6182	2.700	2.290
Rharb	Total	14.550				11.856
	Mioc. inf. m.	2.450	2.200	5390	2.700	1.996
	Mioc. sup.	9.900	2.200	21780	2.700	8.067
	Plio-Cuat.	2.200	2.200	4840	2.700	1.793
Alborán	Total	89.600				76.311
	Mioc. inf. m.	44.600	2.400	107040	2.700	39.644
	Mioc. Sup.	24.400	2.200	53680	2.700	19.881
	Plio-Cuat.	20.600	2.200	45320	2.700	16.785
G. Cádiz	Total	81.600				66.489
	Mioc. inf. m.	24.000	2.200	52800	2.700	19.556
	Mioc. sup.	22.600	2.200	49720	2.700	18.415
	Plio-Cuat.	35.000	2.200	77000	2.700	28.519
Intramont.	Total	9.290				7.553
	Mioc. inf. m.	370	2.200	814	2.700	301
	Mioc. sup.	6.019	2.200	13241	2.700	4.904
	Plio-Cuat.	2.881	2.200	6338	2.700	2.347
TOTALES	Total	209.040				173.616
	Mioc. inf. m.	74.210				63.771
	Mioc. sup.	71.319				58.112
	Plio-Cuat.	63.491				51.733

Tabla 2.6 Resumen de los resultados del cálculo de volumen equivalente rocoso total y parcial por intervalos de tiempo, de las cuencas neógenas de las Béticas y el Rif.

2.5 RESULTADOS Y CONCLUSIONES

a) Volúmenes sedimentarios totales procedentes de la erosión de la Cordillera Bética y el Rif

El volumen de sedimentos neógenos de la totalidad de las cuencas de la Cordillera Bética y el Rif, transformados a volumen equivalente rocoso, da un resultado de aproximadamente 173.600 km³. Los volúmenes sedimentarios se distribuyen de manera que la máxima acumulación se encuentra en la cuenca interna formada por el Mar de Alborán, que representa un 44% del volumen total. Una vez eliminada la fracción pelágica de los sedimentos de esta cuenca y transformado el volumen sedimentario en volumen rocoso equivalente, se obtiene un resultado de aproximadamente 76.300 km³ (Fig. 2.28).

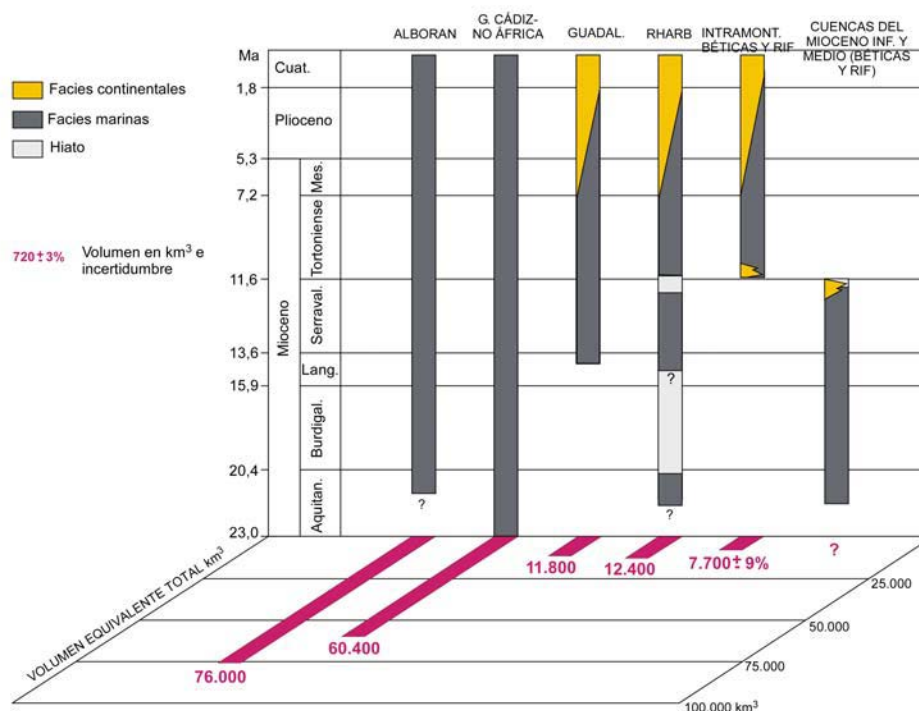


Fig. 2.28 Resultado del cálculo volumétrico de las cuencas neógenas de las Béticas y el Rif, expresado en volúmenes equivalentes rocosos. En la vertical se indica la edad de los sedimentos que rellenan estas cuencas y sus facies.

El margen Atlántico (Golfo de Cádiz y NO del margen Africano) recibe 36.700 km³ entre el Mioceno superior y el Cuaternario. Se ha realizado una estimación muy grosera de los sedimentos del Mioceno inferior y medio en esta zona que actualmente están en su mayoría incorporados a la unidad tectónica más

externa del orógeno (el cuerpo sísmicamente caótico). Esta estimación da un volumen equivalente rocoso de aproximadamente 19.500 km^3 , que se considera un máximo. El total en esta cuenca representa un 38% del volumen sedimentario total.

Las cuencas de antepaís presentan volúmenes sedimentarios muy similares entre ellas, con 11.400 km^3 de acumulación sedimentaria en el Guadalquivir y 11.900 km^3 en el Rharb, que juntas representan un 13,4% del volumen sedimentario total. En la cuenca del Rharb, el volumen de Mioceno inferior y medio incorporado en la unidad tectónica es incierto y por tanto el volumen para este intervalo de tiempo presenta una alta incertidumbre.

Por último, las cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética y del Rif suman un total de 7.500 km^3 , que corresponde a tan sólo un 4,6% del volumen total. Las cuencas del Mioceno inferior y medio de las áreas emergidas tanto en las Béticas como en el Rif, se encuentran erosionadas en su mayoría y sus sedimentos incorporados en el registro sedimentario posterior. Su volumen se ha calculado tan solo en las Cuencas Prebéticas donde el registro es continuo y dan un resultado de aproximadamente 300 km^3 .

Por tanto se obtiene que aproximadamente el 50 % de los sedimentos se acumulan en las cuencas externas del Arco de Gibraltar (cuencas de antepaís y margen Atlántico), mientras que el 50 % restante se acumula en las cuencas internas del orógeno (Mar de Alborán y cuencas intramontañosas).

La distribución de estos volúmenes por tiempos y sus implicaciones tectónicas se discuten en el Capítulo 4 de esta tesis, donde a partir de estos resultados se han calculado tasas de erosión y sedimentación que se contrastan con la evolución tectónica y paleogeográfica del orógeno Bético-Rifeño.

b) Estructura de las cuencas sedimentarias neógenas

La distribución de los sedimentos y la morfología de las cuencas sedimentarias neógenas en toda el área estudiada se encuentran controladas por la estructura y la evolución tectónica de las Béticas y el Rif.

Las cuencas del Guadalquivir y el Rharb se forman como consecuencia de la flexión del basamento debida al emplazamiento de las láminas cabalgantes, además de una carga sublitosférica profunda adicional (al menos en el Guadalquivir) (García-Castellanos et al., 2002), mostrando una distribución de

sedimentos característica de las cuencas de antepaís.

La vertiente atlántica de la Cordillera Bética y el Rif, presenta un relleno sedimentario neógeno en forma de arco, solidario con la estructura general de las distintas unidades tectónicas del orógeno Bético-Rifeño. Estos sedimentos se depositan sobre la unidad tectónica más externa formada por el cuerpo sísmicamente caótico, cuya superficie convexa condiciona la morfología de los depocentros. Además, en la parte cercana a la línea de costa, sobre la superficie de esta unidad, se forman fallas lístricas que vergen hacia la cuenca generando cuencas subredondeadas que dan un aspecto muy irregular al relleno sedimentario. Estas fallas se forman típicamente en cuñas tectónicas al alcanzar cierto grado de pendiente y en zonas tectónicamente activas donde las evaporitas son abundantes, como en el caso del cuerpo sísmicamente caótico.

Los sedimentos que rellenan las cuencas intramontañosas de la Cordillera Bética tienen una edad de Tortoniense inferior a Cuaternario, con diversos hiatos (Rodríguez-Fernández et al., 1999). El basamento lo componen rocas pertenecientes a las Zonas Externas, rocas del Dominio Cortical de Alborán y localmente remanentes de sedimentos del Mioceno inferior y medio pertenecientes a anteriores cuencas sedimentarias. Los sedimentos más jóvenes los representan conglomerados rojos continentales que se han reconocido en algunas de las cuencas. Todo ello pone de manifiesto que, o bien el final del Serravaliense y el comienzo del Tortoniense está representado por una emersión generalizada que produjo una erosión pre-Tortoniense de los sedimentos de las anteriores cuencas, o bien eventualmente no se produjo sedimentación durante el Mioceno inferior y medio en las áreas que posteriormente ocuparían las cuencas intramontañosas.

Posteriormente y todavía en el Tortoniense inferior, se produjo una transgresión que dejó sedimentos marinos, aunque no existe registro de esta edad en la totalidad de las cuencas (Vera, 2000). Los depósitos transgresivos del Tortoniense inferior se depositaron durante un nivel marino global de alrededor de 10 m por debajo del actual (Braga et al., 2003). La transgresión registrada no representa por tanto un ascenso del nivel eustático sino que responde a cambios tectónicos. El registro del Tortoniense superior es marino en todas las cuencas intramontañosas.

Los bordes de estas cuencas, así como los ejes de los depocentros, reproducen la estructura tectónica. A menudo, tanto los depocentros como los

bordes de algunas cuencas, se encuentran limitados por fallas normales y transcurrentes, algunas de ellas activas hasta la actualidad (Galindo-Zaldívar et al., 2003). Las fallas normales presentan una dirección preferente NO-SE, siendo algunas E-O. Las fallas direccionales se localizan en la parte más oriental de la Cordillera Bética y presentan un orientación NNE-SSO. Los sinclinales que también forman depocentros son de dirección E-O sobre las Zonas Internas y NE-SO sobre las Zonas Externas. La formación de estas estructuras en el Tortonense superior permite que a medida que se forman los relieves circundantes, los productos de erosión de estos relieves se acumulen entre las sierras, dando lugar a las cuencas intramontañosas.

Las cuencas intramontañosas que se sitúan enteramente sobre las Zonas Externas (Cuencas Prebéticas y Cuenca de Ronda), presentan una evolución que difiere del resto de las cuencas intramontañosas. Los sedimentos de las Cuencas Prebéticas se disponen generalmente sobre los sedimentos del Mioceno inferior y medio, que se depositaron en el Corredor Norbético. Estas cuencas evolucionaron como cuencas de *piggy-back* debido a la actividad de los cabalgamientos de esta región. A partir del Serravaliense estas cuencas emergen y la sedimentación pasa a ser de tipo fluvio-lacustre (Calvo, 1978; Elízaga y Calvo, 1988). La Cuenca de Ronda pertenecía a la cuenca del Guadalquivir. El levantamiento de la zona dio lugar a que esta cuenca se individualizara y dejara de recibir sedimentos en el Mesiniense superior.

En el Mar de Alborán, la distribución de los sedimentos es muy irregular y los mayores espesores no se sitúan junto a los mayores relieves en tierra, sino que están condicionados por la estructura del basamento. El depocentro en forma de arco de la parte más occidental de Alborán, donde se superan los 8.000 m de espesor, es con mucho el mayor espesor registrado en todas las cuencas del orógeno. La forma arqueada del depocentro de la cuenca O se genera por la intersección de dos familias de fallas normales con una dirección NE-SO en la parte N y NO-SE en la parte S. La parte S del depocentro situada entre el estrecho de Gibraltar y el Rif, presenta un área mucho mayor que la parte N de este depocentro.

Las direcciones que marcan estas fallas son las mismas que las fallas que limitan las cuencas intramontañosas. No obstante, el *rifting* en Alborán es anterior (Mioceno inferior a Tortonense) a la formación de las cuencas intramontañosas. Las fallas que limitan los depocentros en el Mar de Alborán se han relacionado con procesos geodinámicos a escala litosférica (Platt y Vissers,

1989; Seber et al., 1996; Lonergan y White, 1997; Calvert et al., 2000; entre otros). A partir del Tortoniense los sedimentos en esta cuenca se acumulan preferentemente en depocentros alargados E-O, o paralelos a las fallas transcurrentes que atraviesan el Mar de Alborán en su parte más oriental, con direcciones NE-SO.

Capítulo 3

**ESTRUCTURA DEL ORÓGENO
BÉTICO-RIFEÑO EN EL MARGEN
ATLÁNTICO (GOLFO DE CÁDIZ Y
MARGEN NOROESTE DE
ÁFRICA)**

3. ESTRUCTURA DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO EN EL MARGEN ATLÁNTICO (GOLFO DE CÁDIZ Y MARGEN NOROESTE DE ÁFRICA)

El límite de placas entre Iberia y África al Oeste del meridiano 12°O, hasta la dorsal Terceira-Azores, se resuelve a lo largo de un límite lineal que incluye la falla de Gloria. Hacia el Este no obstante, el límite de placas comprende una amplia banda de deformación donde la sismicidad es dispersa e incluye diversas estructuras tectónicas como el Banco del Gorringe, o la continuación de las unidades del orógeno Bético-Rifeño en el Golfo de Cádiz. En este segmento, tanto la posición exacta del límite de placas, o la posible ramificación del límite en Iberia y África, así como la posición del límite entre corteza continental y oceánica es todavía hoy objeto de debate (e.g. Jiménez-Munt et al., 2001; Rovere et al., 2004).

Los frentes imbricados de las Zonas Externas de las Béticas y el Rif se prolongan en mar sobre los márgenes pasivos mesozoicos de Iberia y África. La dirección de la estructura rota a través del Golfo de Cádiz, dando lugar a una morfología arqueada que ha llevado a diversos autores a denominar Arco de Gibraltar al orógeno que forman la Cordillera Bética y el Rif.

Una de las características más llamativas del margen Atlántico del orógeno Bético-Rifeño, es la presencia de potentes masas sísmicamente caóticas que se extienden desde el frente del Arco de Gibraltar hasta las llanuras abisales de Herradura y Sena, emplazadas durante el Mioceno (e.g., Lajat et al., 1975; Bonnin et al., 1975; Purdy, 1975; Royden, 1993) (Fig. 3.1). Estas unidades se han interpretado como tectónicas o gravitacionales según los distintos autores y han recibido diversos nombres como “Cuerpo Caótico Gigante” (Torelli et al., 1997), “Unidad Alóctona” (González-Fernández et al., 2001; Gràcia et al., 2003b), “Complejo Olistostrómico” (Maldonado et al., 1999), o “Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz” (Medialdea et al., 2004) según la interpretación en cuanto al mecanismo de emplazamiento.

En este Capítulo se realiza el estudio de esta unidad mediante la interpretación de datos sísmicos y se integra dentro de la evolución tectono-sedimentaria de la región, con el fin de obtener un escenario tectónico del

conjunto del orógeno. Dentro de esta unidad se distingue un dominio tectónico y uno gravitacional de acuerdo con Torelli et al. (1997), a los que se les asigna los nombres de “Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz” y “Unidad Gravitacional de Herradura” y se redefinen los límites de ambos dominios.

El contenido de este capítulo se encuentra publicado en: **Iribarren, L., Vergés, J., Camurri, F., Fullea, J. y Fernández, M. (2007).** *The structure of the Atlantic-Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia-Africa plate boundary)*. Marine Geology (en prensa).

3.1 DATOS Y METODOLOGÍA

El estudio de la estructura y geometría del cuerpo sísmicamente caótico del Mioceno se llevó a cabo mediante la interpretación de una amplia red de perfiles sísmicos y de sondeos presentes en la zona. Los perfiles de sísmica multicanal suman un total de 27 y se encuentran distribuidos por toda la región, de manera que permitieron obtener una imagen tridimensional de la unidad sísmicamente caótica. Estos perfiles se adquirieron en diferentes campañas desarrolladas entre los años 1992 y 2002, e incluyen las líneas de las campañas ARRIFANO 1992 (Sartori et al., 1994); IAM de 1993 (Banda et al., 1995; Tortella et al., 1997); BIGSETS de 1998 (Gràcia et al., 2003b; Zitellini et al., 2001); SISMAR de 2001 (Gutscher et al., 2002); y las VOLTAIRE de 2002 (Zitellini et al., 2002). Esta red se completó con los datos publicados por Flinch (1996) en el que se presentan líneas sísmicas situadas sobre la plataforma Africana donde la cobertura era menor.

Toda la red de perfiles sísmicos y los sondeos que se estudiaron, son los mismos que se utilizaron para el estudio del registro sedimentario neógeno que se encuentran descritos en el capítulo correspondiente (Fig. 2.7 y Fig. 3.1).

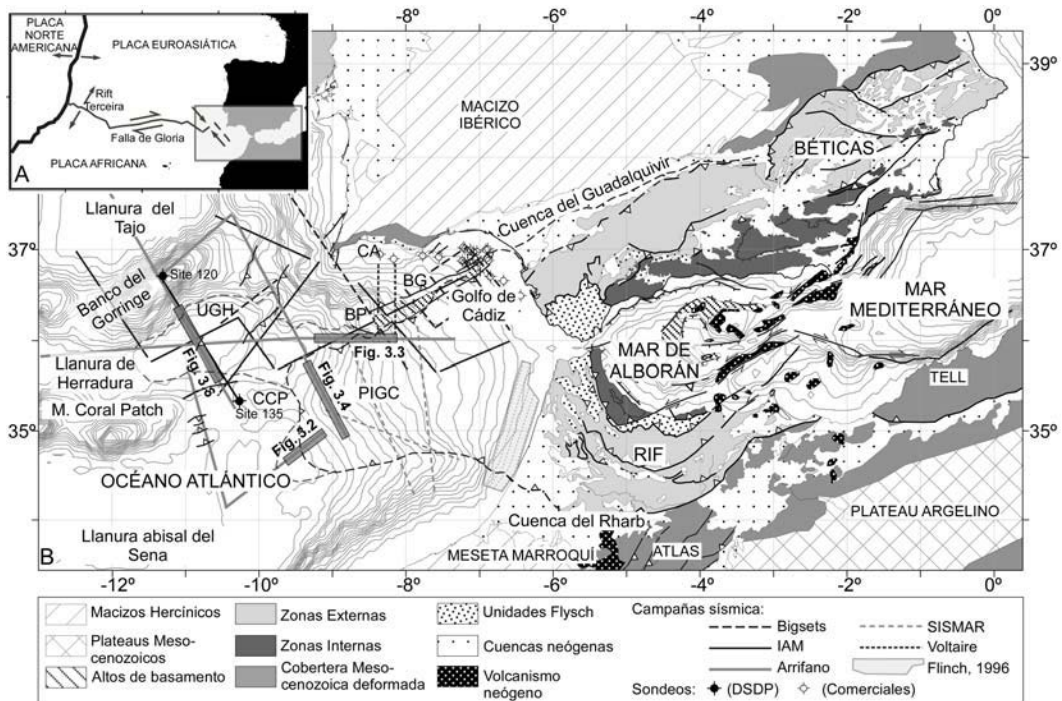


Fig. 3.1 A) Elementos principales de los límites de placas, cinemática relativa entre placas, situación de la falla de Gloria y situación de la zona de estudio. B) Mapa de las principales unidades tectónicas de la zona de estudio modificado de Rodríguez Fernández et al. (2004) para la Península Ibérica, Saadi et al. (1985) para el NO de África y Comas et al. (1999) para el Mar de Alborán. Se utilizaron asimismo los mapas de Rovere (2002), Gràcia et al. (2003a) y Gràcia et al. (2003b) para la estructura del margen Atlántico. CA: Cuenca del Algarve, BP: Banco de Portimao, BG: Banco del Guadalquivir, CCP: Cresta del Coral Patch, PIGC: Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, UGH: Unidad Gravitacional de Herradura.

Los perfiles sísmicos se interpretaron distinguiendo la unidad tectónica de la gravitacional y se introdujeron en el programa de interpretación WINPICS, del que se extrajeron mapas de isobatas de la base y techo de ambas unidades dentro la unidad sísmicamente caótica. A continuación se convirtieron a profundidad mediante las velocidades sísmicas procedentes de experimentos de refracción publicados que se resumen en la Tabla 3.1. Finalmente se elaboraron mapas de isopacas con los que se obtuvo la extensión y geometría de ambas unidades. Se asignó una velocidad de 3,1 km/s a la unidad sísmicamente caótica y de 2 km/s a los sedimentos superiores.

Referencia	Origen de datos	Velocidad de seds. neógenos	Velocidad Unidad Caótica Mioceno
Purdy (1975)	Refracción	2 km/s	3,1 km/s
Ryan et al. (1973)	Sondeo (DSDP)	1,77 km/s	
González-Fernández et al. (2001)	Refracción	2 km/s	2 - 2,4 km/s
Gutscher et al. (2002)	Refracción	2 km/s	3 - 3,5 km/s

Tabla 3.1 Velocidades sísmicas del Golfo de Cádiz publicadas.

3.2 GEOMETRÍA Y EXTENSIÓN DEL CUERPO SÍSMICAMENTE CAÓTICO: PRISMA IMBRICADO DEL GOLFO DE CÁDIZ Y UNIDAD GRAVITACIONAL DE HERRADURA.

A pesar del carácter general desorganizado de los reflectores, es posible distinguir ciertas características que permiten diferenciar un dominio claramente de origen tectónico, de otro emplazado de forma gravitacional dentro de la unidad sísmicamente caótica. Algunos trabajos previos ya ponen de manifiesto esta diferenciación, aunque las interpretaciones son a menudo dispares como se expone a continuación.

Bonnin et al. (1975) y Auzende et al. (1981) dividieron la unidad caótica en tres dominios a los que atribuyeron un origen gravitacional. Los llamaron dominios olistostrómicos I, II y III, en función de su posición geográfica desde el Arco de Gibraltar hasta la Llanura Abisal de Herradura respectivamente. Torelli et al. (1997) ofrecieron por primera vez una visión tridimensional de la geometría de esta unidad e identificaron un dominio tectónico al S y un dominio gravitacional en las llanuras abisales. Atribuyeron el dominio tectónico a un prisma de acreción de vergencia S que relacionaron con la convergencia entre Iberia y África. El dominio que ocupa la llanura de Herradura y parte del talud del Golfo de Cádiz lo interpretaron como una unidad gravitacional que procedía de los altos estructurales circundantes a esta llanura abisal. Finalmente distinguían pequeñas unidades gravitacionales procedentes del dominio tectónico. Medialdea et al. (2004) en cambio, propusieron 3 unidades diferentes en función

de su arquitectura sísmica, las principales características tectónicas internas y la naturaleza continental u oceánica del basamento, cuyo límite sitúan entre el talud y las llanuras abisales. De acuerdo con la interpretación de estos autores, las tres unidades se emplazaron como consecuencia de la compresión NE-SO debida a la convergencia de placas y son: i) el Dominio Bético-Rifeño que comprende la extensión de las Unidades Externas de las Béticas y el Rif; ii) el Talud Frontal; y iii) el Dominio Oceánico. Por último, Gutscher et al. (2002) interpretan que la mayor parte de la unidad caótica representa un prisma de acreción activo de vergencia O, que se desarrolla sobre una subducción oceánica cuya lámina buza hacia el E. Esta subducción seguiría siendo activa bajo el Arco de Gibraltar según estos autores.

En este estudio, se diferencian dos unidades principales dentro de la unidad sísmicamente caótica a las que se les asigna la nomenclatura de Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz y Unidad Gravitacional de Herradura. Esta interpretación está de acuerdo, a grandes rasgos, con la distinción realizada por Torelli et al (1997). Sin embargo, la interpretación en cuanto a la formación y evolución de ambas unidades varía, ya que se ha integrado dentro de una cada vez mejor definida estructura y evolución tectónica neógena regional. Además, la presencia de un mayor número de campañas sísmicas en esta región ha permitido redefinir los límites de ambos dominios y obtener una imagen más precisa de su geometría.

En cuanto al resto de trabajos, el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz coincide aproximadamente con las unidades I y II de Bonnin et al. (1975) y Auzende et al. (1981), los dominios Bético-Rifeño y Talud Frontal de Medialdea et al. (2004) y el prisma de acreción de Gutscher et al. (2002). En cuanto a la Unidad Gravitacional de Herradura, ésta representaría parte del dominio II y el dominio III completo de Bonnin et al. (1975) y Auzende et al. (1981) y el Dominio Oceánico de Medialdea et al. (2004).

3.2.1.- El Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz

El Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz se encuentra ocupando alrededor de 58.000 km² de los márgenes SO de Iberia y NO de África (Fig. 3.1). Esta región del Atlántico se ha denominado genéricamente como Golfo de Cádiz en diversas publicaciones, a pesar de constituir un área más extensa que la del Golfo propiamente dicho, nomenclatura que se adopta en esta Memoria con el fin de simplificar los términos geográficos.

El prisma muestra una geometría en planta en forma de lengua de alrededor de 300 km de longitud en dirección ENE-OSO y entre 150 y 200 km de ancho en dirección NNO-SSE (Fig. 3.1). Esta unidad cubre la totalidad de los márgenes Ibérico y Africano desde las plataformas al E, a través de los taludes continentales, alcanzando los límites orientales de las llanuras abisales de Herradura y Sena al O. Los altos estructurales que forman el Banco del Guadalquivir y el de Portimao constituyen el límite N, y posiblemente actuaron como barrera topográfica a la expansión de esta unidad en dirección N, dando lugar a un límite irregular (Gràcia et al., 2003b). Este límite N, hacia la línea de costa, parece estar conectado a los extensos afloramientos del frente de las Unidades Subbéticas y de la unidad caótica que rellena parcialmente la cuenca del Guadalquivir constituidos, principalmente, por evaporitas del Triásico (Berástegui et al., 1998; Fernández et al., 1998).

El límite S del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz presenta una morfología muy rectilínea, como queda patente en la batimetría, y se curva hacia el SE en las cercanías de la costa Africana. El frente del prisma se conecta en la costa con el frente más externo de los cabalgamientos del Rif, situado bajo los sedimentos que rellenan la Cuenca del Rharb.

En el límite OSO, la cresta del Coral Patch produce el mismo efecto que los Bancos del Guadalquivir y Portimao, actuando parcialmente como barrera batimétrica al avance hacia el O de esta unidad, causando la deformación del frente (Fig. 3.1).

La estratigrafía de las regiones más distales del Golfo de Cádiz se ha interpretado de acuerdo con Tortella et al. (1997) y Medialdea et al. (2004). Las evaporitas del Triásico, sobre las que se disponen las margas y calizas del Jurásico superior al Cretácico inferior, constituyen la parte más baja de la sucesión estratigráfica. Les siguen los carbonatos y pizarras del Cretácico superior al Eoceno y Oligoceno basal. La unidad sísmicamente caótica se encuentra cubierta por sedimentos del Tortonense superior a la actualidad (ver también Hayes et al., 1972; Hayward et al., 1999; Maldonado y Nelson, 1999; Maestro et al., 2003).

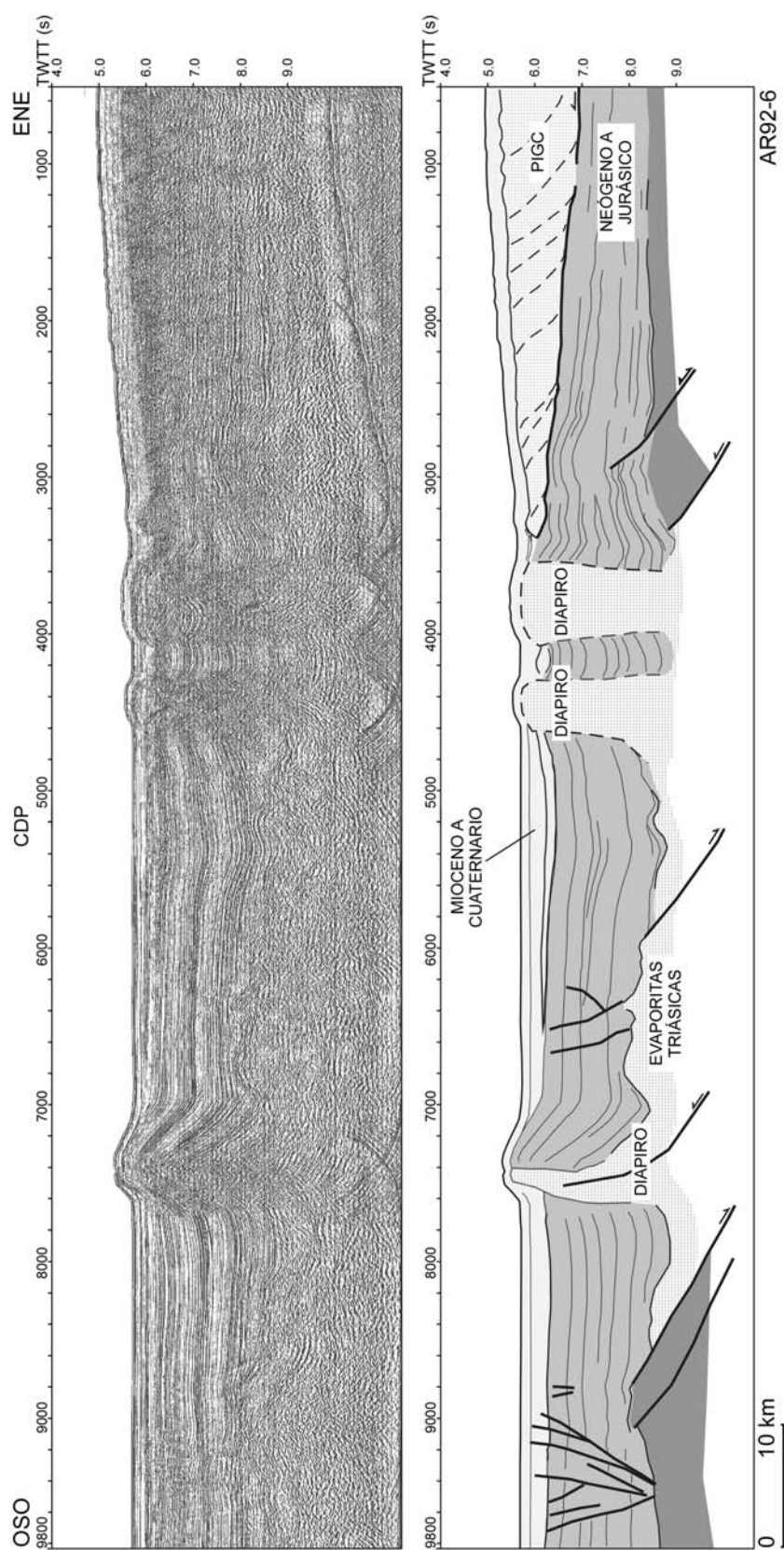


Fig. 3.2 Segmento oriental del perfil sísmico AR92-6 e interpretación sísmica. Este perfil se sitúa sobre el frente SO del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (PIGC) (situación en Fig. 3.1). Las fallas se han representado mediante líneas negras gruesas y las fallas lístricas internas del PIGC, mediante líneas discontinuas.

En la región más oriental del Golfo de Cádiz, cerca del Estrecho de Gibraltar, las Unidades Externas Béticas cabalgan sobre el prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (e.g., Gràcia et al., 2003b). Los perfiles sísmicos AR92-6 y AR92-1 de la campaña ARRIFANO (Fig. 3.2 y 3.3) (Sartori et al., 1994) atraviesan el frente del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz en una dirección ENE-OSO y E-O respectivamente (Fig. 3.1). Estas líneas muestran cómo el frente de esta unidad tectónica presenta una morfología de cuña y una estructura interna caracterizada por fallas inversas lítricas que vergen hacia el O y alcanzan la base de esta unidad. Esta geometría indica que la base de la unidad corresponde a una rampa de cabalgamiento basal de bajo ángulo. El bloque de muro en la dirección en la que cortan los perfiles comprende una sucesión sedimentaria sin apenas deformación que buza suavemente hacia el E (Fig. 3.2).

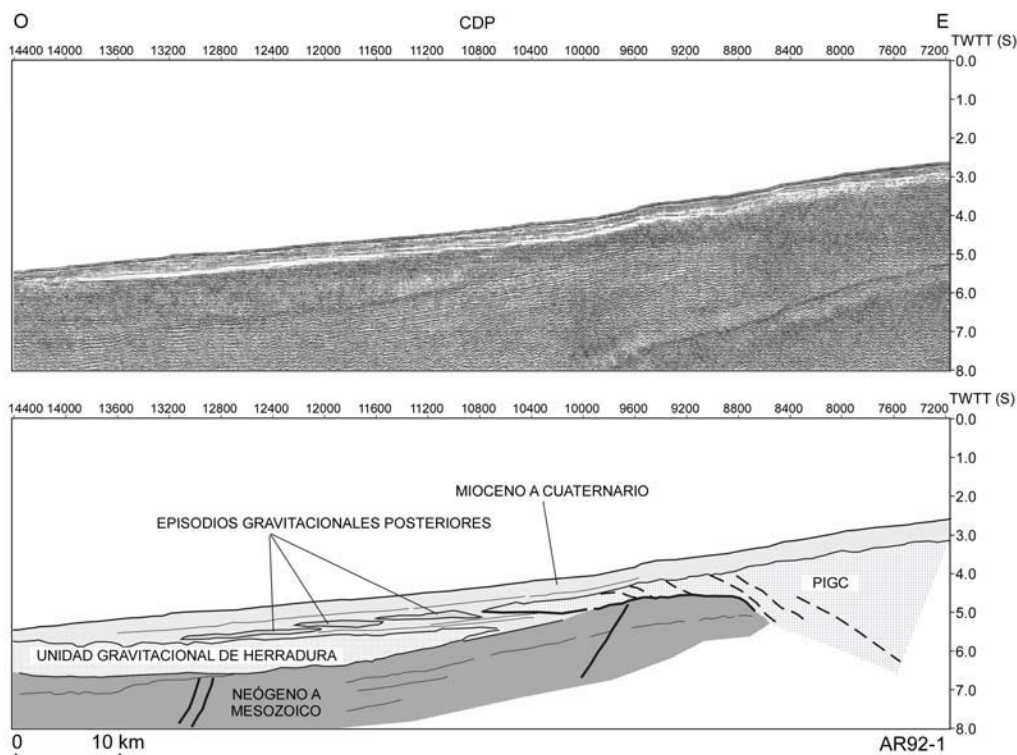


Fig. 3.3 Porción del perfil sísmico AR92-1 e interpretación. Este perfil atraviesa el frente NO del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (PIGC) y la Unidad Gravitacional de Herradura (UGH) en una dirección E-O (situación en Fig. 3.1). Las fallas se han representado mediante líneas negras gruesas y las fallas internas del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz se dibujan en líneas discontinuas negras.

La línea AR92-6 muestra al frente de esta unidad, en el antepaís, dos diapiros que cortan la totalidad de la serie mesozoica-cenozoica y deforman el

fondo marino (Fig. 3.2). De acuerdo con la estratigrafía regional, estos diapiros los forman probablemente las sales del Triásico superior, lo cual indica que la terminación SO del prisma se encuentra todavía sobre la corteza continental Africana. La terminación NO de esta unidad tectónica asimismo, se encuentra sobre corteza continental Ibérica (Rovere et al., 2004). El perfil sísmico AR92-1 muestra que el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz se sitúa estratigráficamente sobre la Unidad Gravitacional de Herradura (Fig. 3.3).

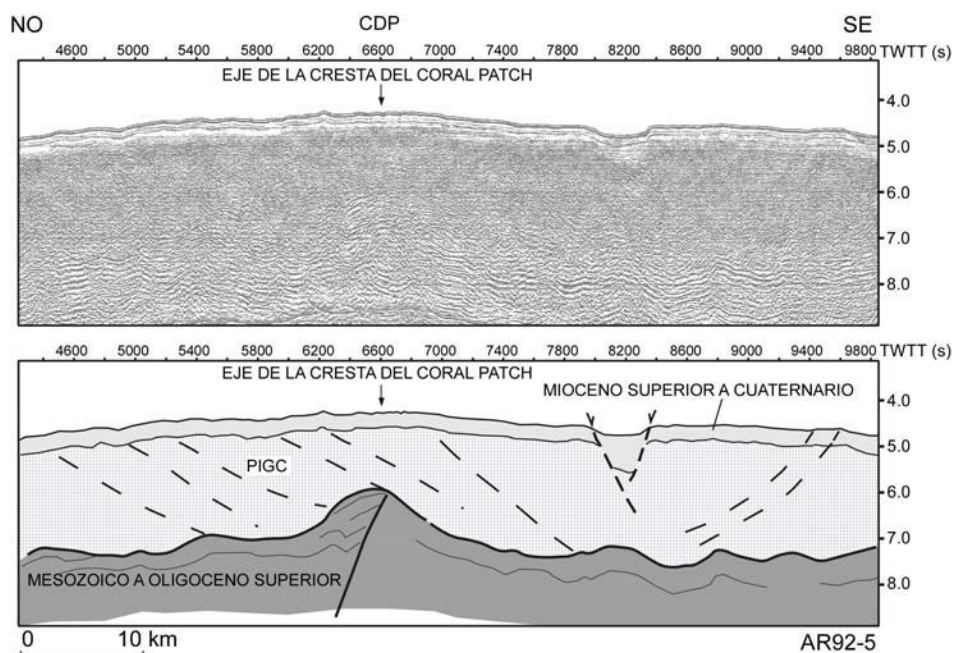


Fig. 3.4 Porción del perfil sísmico AR92-5 e interpretación. Este perfil atraviesa el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (PIGC) en una dirección NO-SE (situación en Fig. 3.1). Las fallas se han representado mediante líneas negras gruesas y las fallas internas del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz se dibujan en líneas discontinuas negras.

El perfil sísmico AR92-5 atraviesa el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz en dirección NO-SE, en la parte más occidental, mostrando una geometría convexa del techo de la unidad tectónica en esa dirección (Fig. 3.4 y 3.5). Dentro de la unidad se observan cabalgamientos con doble vergencia, hacia el N o NO y hacia el S o SE (Fig. 3.4). El prisma se superpone a la cresta del Coral Patch que causa la deformación del frente del prisma y una disminución del espesor en la unidad sobre el eje de esta estructura, indicando que existía relieve batimétrico anterior a su emplazamiento (Fig. 3.4). Esta disposición se observa igualmente en la línea Tasyo-3 (Medialdea et al., 2004; Fig. 9). Sin embargo, la deformación de esta estructura continúa con posterioridad al emplazamiento del prisma causando

el plegamiento del bloque de muro y del fondo marino actual en una dirección N-S o NO-SE (Fig. 3.4). El techo de esta unidad tectónica en esta dirección aparece plegada como consecuencia de esta compresión e indica, por tanto, que dicha compresión continuó activa con posterioridad al emplazamiento del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz.

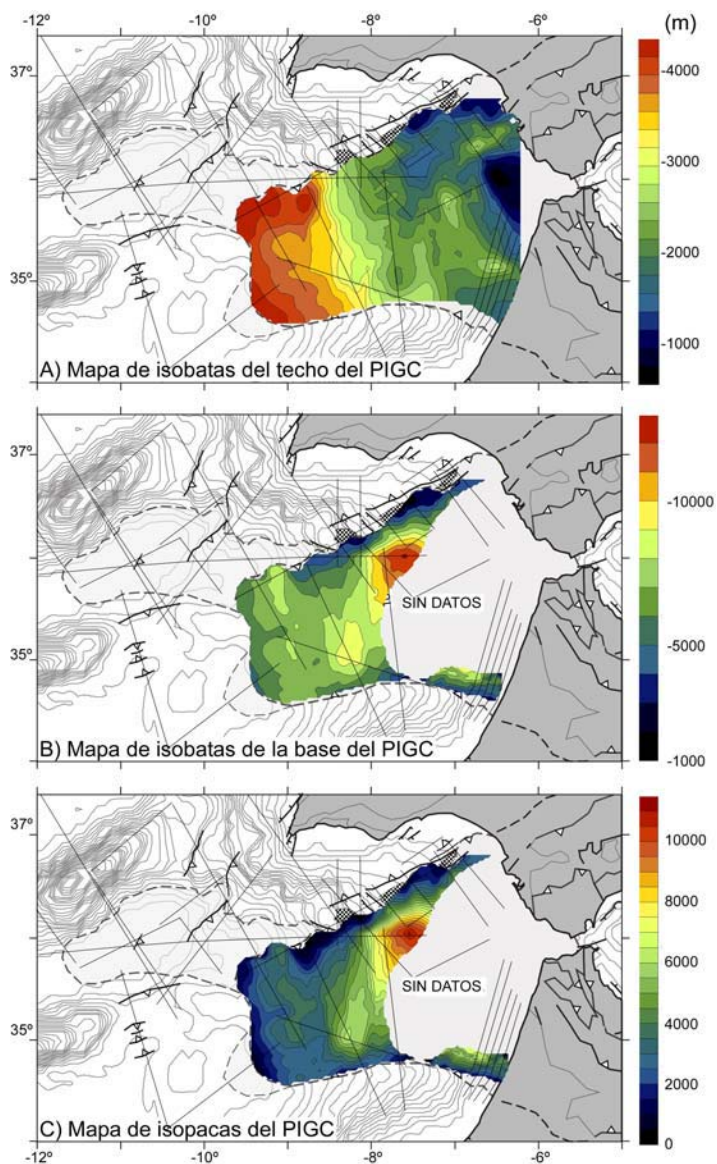


Fig. 3.5 A Mapa de isobatas de la superficie de techo del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (PIGC). Obsérvese la depresión arqueada al E de la unidad, que se rellena de depósitos posteriores al desarrollo del prisma (Mioceno superior-Cuaternario). B Mapa de isobatas de la superficie basal del PIGC. El espesor de la unidad en la región oriental no permite obtener una imagen de la superficie basal en esta zona. C Mapa de isopacas del PIGC en m. Los tres mapas muestran los perfiles sísmicos utilizados para la elaboración de los mismos.

Se utilizaron la totalidad de los perfiles sísmicos disponibles, junto con los sondeos, para elaborar mapas de isobatas e isopacas del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (Fig. 3.5). El techo de esta unidad tectónica se hace más profundo hacia el O (Fig. 3.5 A). A partir del mapa de isobatas se infiere que el techo es aproximadamente convexo en dirección N-S y E-O, aunque no simétrico, con la

zona topográficamente más elevada situada en la región NE (Fig. 3.5 A). Este mapa muestra en la región más oriental, una marcada depresión con forma arqueada solidaria con la estructura de las unidades Bético-Rifeñas, que conecta el Guadalquivir y el Rharb. Esta depresión se rellena con sedimentos del Mioceno superior y Plio-Cuaternario. Además, el techo de la unidad representa una superficie muy irregular con una gran cantidad de diapiros y volcanes de lodo que irrumpen en esta superficie (e.g., Pinheiro et al., 2003; Medialdea et al., 2004). Existen también fallas lítricas normales hacia la cuenca que crean pequeños depocentros sedimentarios subredondeados. Estas fallas normales se han descrito previamente frente a Larache y en tierra en la cuenca del Rharb (Flinch, 1996), además de en el Golfo de Cádiz (Maestro et al., 2003). La superficie basal buza hacia el E alcanzando una profundidad máxima de 11-12 km en la posición 36°N y 7°30' O (Fig. 3.5 B).

Debido al gran espesor que alcanza el prisma en la parte central y oriental, la superficie basal no se observa a través de la sísmica en esta región. El mapa de isopacas resultante muestra que esta unidad presenta un espesor de al menos 10 km, hasta la zona donde se dispone de datos, lo que está en consonancia con los 14 km propuestos por Thiebot y Gutscher (2006) en la parte más oriental del prisma. Estos autores se basan en la comparación con los mapas de anomalía gravimétrica para determinar la profundidad del basamento en la región oriental, donde no se dispone de datos de sísmica.

3.2.2.- La Unidad Gravitacional de Herradura

Exceptuando los depósitos gravitacionales de escaso desarrollo que se observan en la Llanura Abisal del Sena, el dominio gravitacional está principalmente representado por la Unidad Gravitacional de Herradura. En esta llanura, estos depósitos se encuentran en un área de aproximadamente 18.000 km² y en mapa presentan una longitud de 300 km paralelos al eje de la Llanura Abisal de Herradura (Fig. 3.1). Al N, esta unidad se encuentra limitada por el Banco del Gorringe y al S por el monte submarino Coral Patch (Fig. 3.1 y Fig. 3.6).

El límite oriental de la Unidad Gravitacional de Herradura se encuentra ligeramente por debajo del frente del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (Fig. 3.3). En algunas zonas de este límite es difícil de distinguir claramente ambas unidades, ya que parte del dominio gravitacional se encuentra deformado e incorporado en el dominio tectónico. El perfil IAM-4, que atraviesa la unidad en dirección NO-SE, muestra que los sedimentos inferiores a esta unidad se

encuentran plegados formando un sinclinal abierto y que la Unidad Gravitacional de Herradura rellena el espacio generado previamente (Fig. 3.6). Algunos reflectores internos sub-horizontales dentro de la Unidad Gravitacional de Herradura, indican que probablemente esta unidad no se formó en un único evento deposicional, sino que hubo más de un episodio (Camurri, 2004). Sin embargo, los extremos de esta unidad no muestran interdigitación con los sedimentos, por lo que o bien estos episodios ocurrieron en un periodo de tiempo relativamente corto, o bien las sucesivas caídas de sedimentos ocuparon áreas cada vez más reducidas dentro de la unidad gravitacional. La Unidad Gravitacional desaparece por acuñaamiento lateral hacia el Banco del Gorringe, así como hacia el Coral Patch, como muestran las imágenes sísmicas (Fig. 3.6 B y 3.6 D).

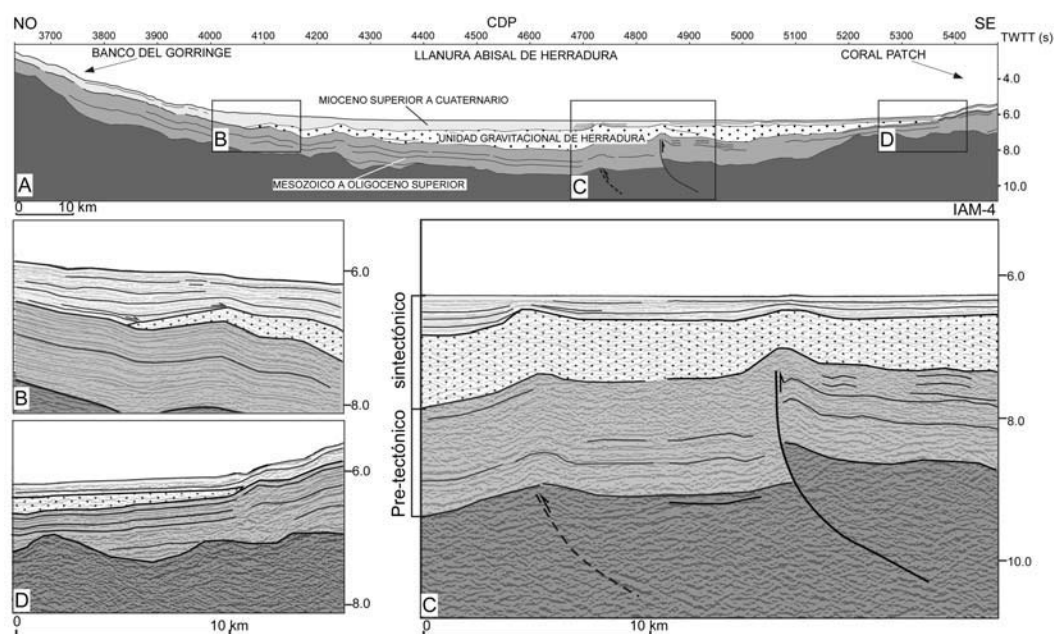


Fig. 3.6 A Interpretación del perfil sísmico IAM-4. Perfil sísmico completo en Tortella et al. (1997). Este perfil atraviesa la Llanura Abisal de Herradura en dirección NO-SE (Situación en Fig. 3.1). Las fallas se han representado mediante líneas negras gruesas y las fallas supuestas mediante líneas discontinuas B y D Zoom del perfil e interpretación mostrando las terminaciones NO y SE de la Unidad Gravitacional de Herradura hacia el alto del Gorringe y hacia el Coral Patch respectivamente. C Zoom del perfil e interpretación que muestra las fallas que cortan y deforman la secuencia sedimentaria. Se distingue la secuencia pre-tectónica de la sintectónica asociadas a estas fallas.

El mapa de isobatas del techo de la Unidad Gravitacional de Herradura

muestra una marcada lineación de dirección NNE-SSO que separa una región más alta al E, con una batimetría de alrededor de -4.800 m, y una región más baja al O, en la que la superficie se encuentra a aproximadamente -5.200 m (Fig. 3.7 A). Esta lineación coincide con la falla de Herradura, claramente visible en el perfil IAM-4 (Fig. 3.6), que eleva el bloque de techo al E, aproximadamente 400 m. Algunas fallas menores paralelas a ésta también contribuyen al levantamiento del bloque al E de la zona de fallas (Fig. 3.6).

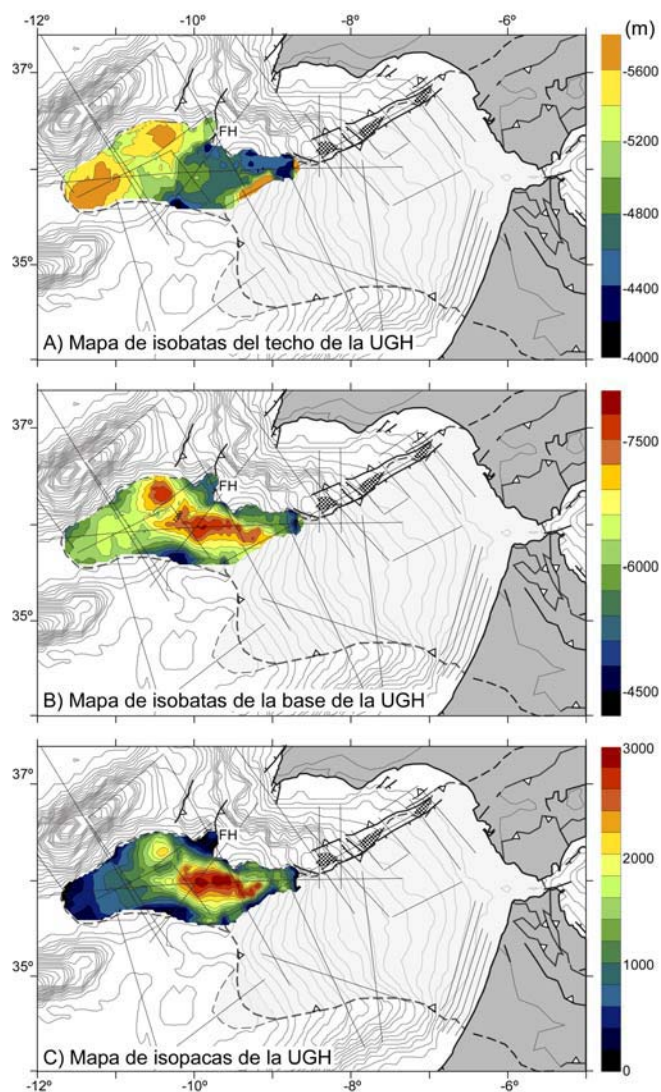


Fig. 3.7 A Mapa de isobatas del techo de la Unidad Gravitacional de Herradura (UGH). La falla de Herradura produce el escalón de dirección NE-SO, que eleva el bloque SE. **B** Mapa de isobatas de la superficie basal de la UGH. **C** Mapa de isopacas de la UGH. Todos los mapas muestran los perfiles sísmicos utilizados en su elaboración. FH: Falla de Herradura.

El mapa de isobatas de la superficie de muro de la Unidad Gravitacional de Herradura muestra una profundidad máxima a través del eje del segmento oriental de la Llanura Abisal de Herradura. Se observa también otro máximo en la profundidad más local, en la región donde la llanura cambia de orientación de

ONO a OSO (Fig. 3.7 B).

El mapa de isopacas reproduce aproximadamente el mapa de isobatas de la superficie de muro, mostrando un espesor máximo en el segmento E de 3000 m aproximadamente, que disminuye rápidamente hacia el O (Fig. 3.7 C). La distribución del espesor, más importante en el segmento oriental, sugiere que la Unidad Gravitacional de Herradura se alimenta al menos en parte del E, aunque no se pueden descartar contribuciones de los altos estructurales que limitan esta unidad. El volumen total es de alrededor de 23.000 km³.

3.3 ESTRUCTURA Y NATURALEZA DEL CUERPO SÍSMICAMENTE CAÓTICO EN LAS ZONAS EMERGIDAS

La unidad caótica situada al frente de las Unidades Externas tanto en la Cordillera Bética como en el Rif y rellenando parcialmente las cuencas de antepaís del Guadalquivir y del Rharb, presenta características muy similares al Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, del que parecen constituir la continuación en tierra.

En la Cordillera Bética esta unidad se definió como “Zona Olistostrómica” por Perconig (1960-1962) y se le ha atribuido un origen deposicional en varias ocasiones. Posteriormente se renombró como “Alóctono del Guadalquivir” por Blankenship (1990) y Blankenship (1992) y más recientemente “Diapiro Lateral” por Berástegui et al. (1998), asumiendo un origen tectónico. En el Rif esta unidad se conoce como “Nappe Prerifaine”, haciendo referencia a su origen tectónico (e.g., Frizon de Lamotte et al., 1991; Flinch, 1996).

Los afloramientos de esta unidad en tierra y las columnas de los sondeos que la atraviesan, indican que esta unidad se compone principalmente de evaporitas triásicas y arcillas que engloban bloques de carbonatos y ofitas triásicas, además de fragmentos de turbiditas y margas de edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior (Lanaja et al., 1987; Flinch, 1996; Berástegui et al., 1998; Flinch, 1996). Las secuencias sedimentarias posteriores del Mesozoico y del Terciario son relativamente finas y onlapan estas unidades. Estas observaciones indican que probablemente esta unidad constituía un dominio paleogeográfico relativamente alto y tranquilo durante la mayor parte de su historia geológica, que fue posteriormente plegado en el Neógeno al frente de los cabalgamientos de las Béticas y el Rif.

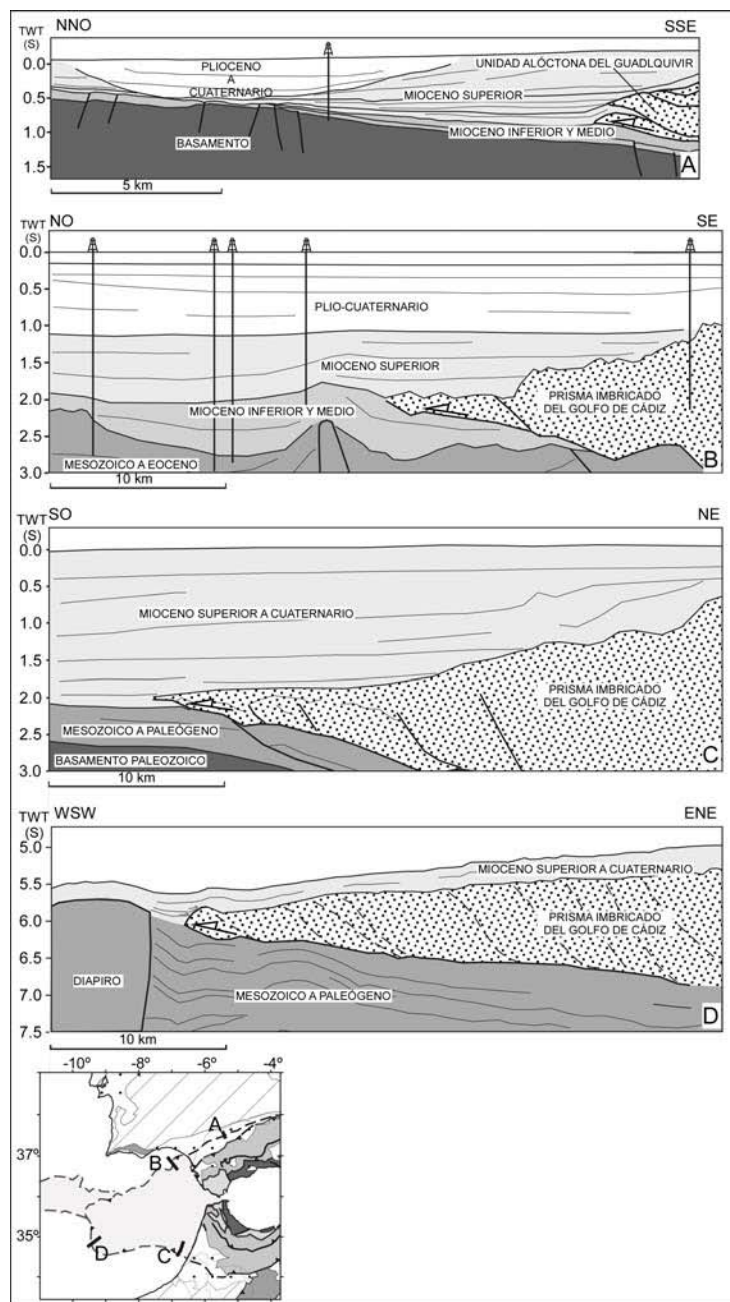


Fig. 3.8 Secciones a través del frente del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz en distintas direcciones. **A** En la Cuenca del Guadalquivir (Berástegui et al., 1998). **B** Porción del perfil sísmico BS-1 de Gràcia et al. (2003b). **C** Línea sísmica en la plataforma Africana de Flinch (1996). **D** Porción de la línea AR92-6 interpretada (Fig. 3.2).

La unidad caótica del Mioceno en tierra presenta continuidad con el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, ya que el frente de esta unidad coincide con el frente del prisma, tanto en el margen Ibérico como en el Africano.

Además, esta unidad en tierra y en mar comparte las mismas características como su geometría interna y la edad de emplazamiento. En cuanto a la geometría interna, los perfiles sísmicos realizados en tierra tanto en las Béticas como en el Rif, muestran el carácter sísmico caótico de los reflectores dentro de la unidad (Berástegui et al., 1998; Flinch, 1996). Otra característica que se repite es la geometría en cuña del frente, con una superficie basal que buza hacia el interior del cinturón de cabalgamientos. El espesor de la cuña en su parte interna oscila entre 2 y 3 km en tierra (Fig. 3.8), aumentando de forma considerable en mar, al frente del arco de Gibraltar, donde se superan los 10 km.

Por último, los sedimentos que onlapan esta unidad son del Tortoniense superior en el Guadalquivir (Berástegui et al., 1998), al igual que en mar, pudiendo ser algo posteriores (del Mesiniense) en el Rharb (Flinch, 1996). El emplazamiento finalizó por tanto en el Mioceno superior. Los sedimentos superiores muestran reflectores paralelos que indican que su desplazamiento está fosilizado o que este ha sido de muy escasa magnitud desde esa edad (Fig. 3.8).

3.4 DISCUSIÓN

A continuación se discuten las conclusiones que se extraen del estudio de la unidad sísmicamente caótica del Mioceno, integrándola en la evolución tectónica regional. Para ello se analiza: a) la continuación de las unidades Béticas a través del Golfo de Cádiz, con las unidades del Rif y su conexión; b) la naturaleza del Prisma de acreción del Golfo de Cádiz; c) los mecanismos de emplazamiento de ambos dominios, tectónico y gravitacional, de la unidad caótica; d) la edad de los emplazamientos; y e) la integración de estos resultados en un corte a escala cortical que atraviesa desde Alborán a través del Estrecho de Gibraltar, hasta la Llanura Abisal de Herradura.

a) Prolongación de las unidades tectónicas de las Béticas y el Rif a través del Golfo de Cádiz.

La unión entre las unidades tectónicas de las Béticas y el Rif a través del Golfo de Cádiz se representa a menudo como un arco formado por los cabalgamientos frontales de las Zonas Externas. Existe un buen consenso en cuanto a que las unidades de ambos márgenes son equivalentes. No obstante, las Unidades Externas formaban parte de dos márgenes distintos, que evolucionaron por separado durante la deriva continental meso-cenozoica, por lo que en ocasiones se ha puesto de manifiesto la necesidad de incluir una discontinuidad

tectónica entre ambas Unidades Externas, en lugar de representarlas como un frente continuo (Michard et al., 2005). La escasez de líneas sísmicas a través del estrecho de Gibraltar, impide obtener una imagen completa de esta conexión.

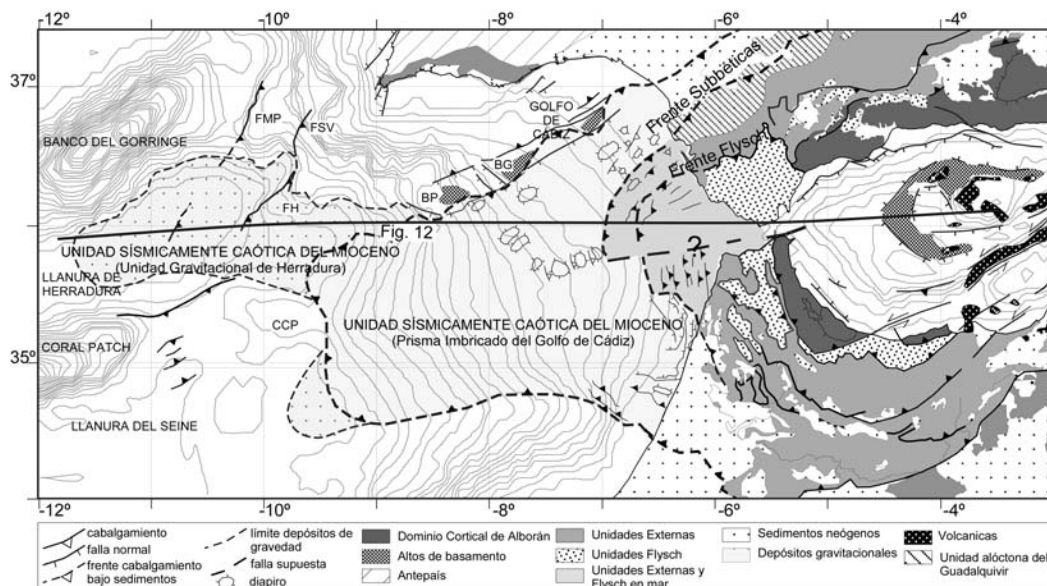


Fig. 3.9 Mapa de síntesis estructural modificado a partir de Flinch (1996), Rovere (2002), Gràcia et al. (2003a), Gràcia et al. (2003b) y García-Orellana et al. (2006). FMP: Falla de Marqués de Pombal; FSV: Falla de San Vicente; FH: Falla de Herradura; BP: Banco de Portimao; BG: Banco de Guadalquivir; CCP: Cresta del Coral Patch; PIGC: Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz.

En este estudio se ha realizado la compilación de los datos estructurales disponibles en esta región en ambos márgenes, que se integran en el mapa de la Fig. 3.9. Se han representado los frentes de las Zonas Internas, las Unidades Flysch y las Unidades Externas, que muestran una disposición equivalente en los dos márgenes. La unidad sísmicamente caótica del Mioceno, que ocupa parte de las cuencas del Guadalquivir y el Rharb y se extiende hacia el OSO formando el que se ha denominado Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, constituye la unidad tectónica más externa de las Zonas Externas del orógeno Bético-Rifeño. Las Unidades Subbética y PreRif, además de las Unidades Flysch, muestran un marcado cambio en la dirección de la estructura que dificulta su conexión a través del Golfo de Cádiz. En el margen SO de Iberia la dirección de las estructuras muestra una orientación NE-SO (Gràcia et al., 2003b), mientras que en el margen NO de Marruecos éstas son fundamentalmente N-S (Flinch, 1996). Una posibilidad para interpretar este desajuste es la de invocar la existencia de una

discontinuidad tectónica de dirección aproximada ENE-OSO que cruce el Estrecho de Gibraltar y que pudo ser una falla activa al menos durante el emplazamiento de las unidades que constituyen el Arco de Gibraltar.

b) Naturaleza del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz

La única información directa sobre la naturaleza litológica de las rocas que forman el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz se limita a dos sondeos situados sobre la plataforma Ibérica, que atraviesan esta unidad y recuperan arcillas y anhidritas en los primeros 100 y 500 m (Lanaja et al., 1987). El prisma alcanza un gran espesor (entre 11 y 14 km) e involucra la totalidad de la serie sedimentaria mesozoica y cenozoica hasta el Mioceno. Los perfiles sísmicos muestran un carácter sísmico caótico de toda la unidad, además de diapiros y volcanes de lodo que irrumpen en la superficie. De acuerdo con estas observaciones y la correlación con los afloramientos de las Béticas y el Rif, el prisma imbricado se compone probablemente de una sucesión de evaporitas triásicas muy potentes, sobre las que se disponía una cobertera del Jurásico al Mioceno medio. La abundancia de evaporitas le confiere un carácter caótico a esta unidad e implica además, que al menos una gran parte de los sedimentos que forman el prisma pertenecían a la cobertera sedimentaria de la corteza continental, ya que la corteza oceánica en el margen Atlántico no comienza a formarse hasta el Jurásico medio (Dercourt et al., 1986).

c) Mecanismos de emplazamiento del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz y de la Unidad Gravitacional de Herradura.

Se considera que el dominio tectónico de la unidad sísmicamente caótica del Mioceno (que incluye el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz y las unidades frontales de las Béticas y el Rif) constituye un prisma de acreción que se forma al frente del Arco de Gibraltar, de acuerdo con interpretaciones previas (Flinch, 1996; Zizi, 1996; Gutscher et al., 2002).

Este prisma tectónico deforma una unidad paleogeográfica anterior, formada principalmente por evaporitas Triásicas y con una fina cobertera de secuencias sedimentarias meso-cenozoicas, como se observa en los afloramientos del frente de la Cordillera Bética. En mar, en las zonas proximales donde los aportes sedimentarios son más abundantes, así como en las cuencas del Guadalquivir y Rharb, los sedimentos desde el Tortoniense superior hasta la actualidad, fosilizan esta unidad (Fig. 3.8). En zonas más distales, los depósitos posteriores al crecimiento del prisma son sedimentos de grano fino y presentan

tasas de erosión mucho menores, por lo que se disponen paralelos al techo de la unidad (Fig. 3.2 y Fig. 3.8). Por ello, la presencia del prisma de acreción tiene expresión en la batimetría actual, de modo que modifica la pendiente del talud continental.

A pesar de que se observan unidades gravitacionales de pequeña entidad hacia la Llanura Abisal del Sena, los depósitos de gravedad se acumulan preferentemente en la llanura de Herradura, con una batimetría mucho mayor.

El rápido crecimiento del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz pudo haber generado inestabilidades dentro de la unidad y haber provocado la caída de grandes masas de material por gravedad hacia la cuenca que formaba la Llanura Abisal de Herradura. Si se considera como única fuente de origen de estos depósitos los altos estructurales que circundan la llanura, como proponen Torelli et al. (1997), con los 23.000 km³ calculados para esta unidad, se infiere que la altura topográfica anterior a su depósito en los altos del Gorringe así como del Coral Patch, debería aumentar en más de 1500 m su altura actual, distribuidos homogéneamente. En cambio, si se asume como única procedencia el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, el volumen calculado correspondería a la erosión de 400-500 m regularmente distribuidos por todo el prisma. Esta estimación aumentaría si consideramos que los depósitos de gravedad tan sólo pueden derivarse de la parte N y NO del prisma.

El gran volumen de material disponible que representa el prisma de acreción, el gradiente topográfico existente con la Llanura Abisal de Herradura, su emplazamiento entre el Mioceno medio y superior, así como el mayor espesor de la Unidad gravitacional de Herradura en su parte más oriental en contacto con el prisma, favorecen una cercana relación entre ambas unidades. No se descartan sin embargo, contribuciones desde el Banco del Gorringe, el Coral Patch, además de contribuciones parciales del margen Portugués, que se suman a la contribución principal del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz.

Existen numerosos ejemplos de mega-deslizamientos al frente de prismas de acreción en la literatura. Sin embargo, a menudo tanto el volumen como la geometría de estos deslizamientos se encuentra poco documentada. Entre los ejemplos de deslizamientos mejor estudiados se incluyen los tres deslizamientos holocenos que se sitúan a lo largo del margen continental pasivo del Atlántico en Noruega (Storegga, Trænadjupet y Andøya) (e.g., Bugge et al., 1987; Kenyon, 1987; Dowdeswell et al., 1996; Vorren et al., 1998; Laberg et al., 2002). El

deslizamiento de Storegga se compone de tres deslizamientos superpuestos, cuyas máximas distancias de desplazamiento desde el origen es de 800 km pendiente abajo y ocupan un área de 88.000 km². No obstante, tanto el espesor como el volumen total de material acumulado es menor que en el caso de la unidad Gravitacional de Herradura (3.880 km³ frente a 23.000 km³). Las diferencias entre estos depósitos gigantes gravitacionales estriban en el contexto tectónico de los dos márgenes: mientras que el deslizamiento de Storegga se desarrolla en un contexto del margen holoceno pasivo de Noruega, la Unidad Gravitacional de Herradura se desarrolla en un margen activo a la vez que la formación del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz hacia el O. En este contexto se pudieron haber desarrollado inestabilidades durante el crecimiento tectónico que desencadenaran los eventos gravitacionales hacia la llanura abisal. La paleogeografía del Mioceno medio en la zona de transición continente-océano se caracterizaba por la presencia de altos estructurales y llanuras abisales (con una configuración similar a la actual) que restringía la propagación de los depósitos a pequeñas áreas en las que se alcanza un mayor espesor que en caso de no estar limitadas en extensión.

d) Edades de emplazamiento de las distintas unidades

A pesar de que la convergencia entre las placas Ibérica y Africana es continua desde el Cretácico superior (e.g. Dewey et al., 1989), los mayores cambios tectónicos del límite de placas en la región sur-Ibérica se registran durante el Neógeno. En este apartado se integran las edades de deformación de las unidades estudiadas en el margen Atlántico, junto a los principales eventos tectónicos de las Béticas y el Rif, con el fin de reproducir la secuencia de deformación del Arco de Gibraltar (Fig. 3.10).

Los sedimentos más jóvenes deformados en las unidades Flysch son de edad Burdigaliense inferior, alrededor de 20 Ma (e.g., Serrano, 1979; Rodríguez-Fernández et al., 1999). Aunque el comienzo de la deformación resulta difícil de precisar, se ha propuesto una edad de entre el Oligoceno y el Mioceno inferior (Flinch, 1996; Crespo-Blanc y Campos, 2001; Luján, 2003). El acortamiento de esta unidad es activa después del Burdigaliense inferior (e.g., Serrano, 1979; Rodríguez-Fernández et al., 1999) y los perfiles sísmicos del Golfo de Cádiz muestran reflectores que fosilizan el frente de estas unidades además del frente Subbético, datados con una edad pre-Languienense inferior (Gràcia et al., 2003b) (Fig. 3.10).

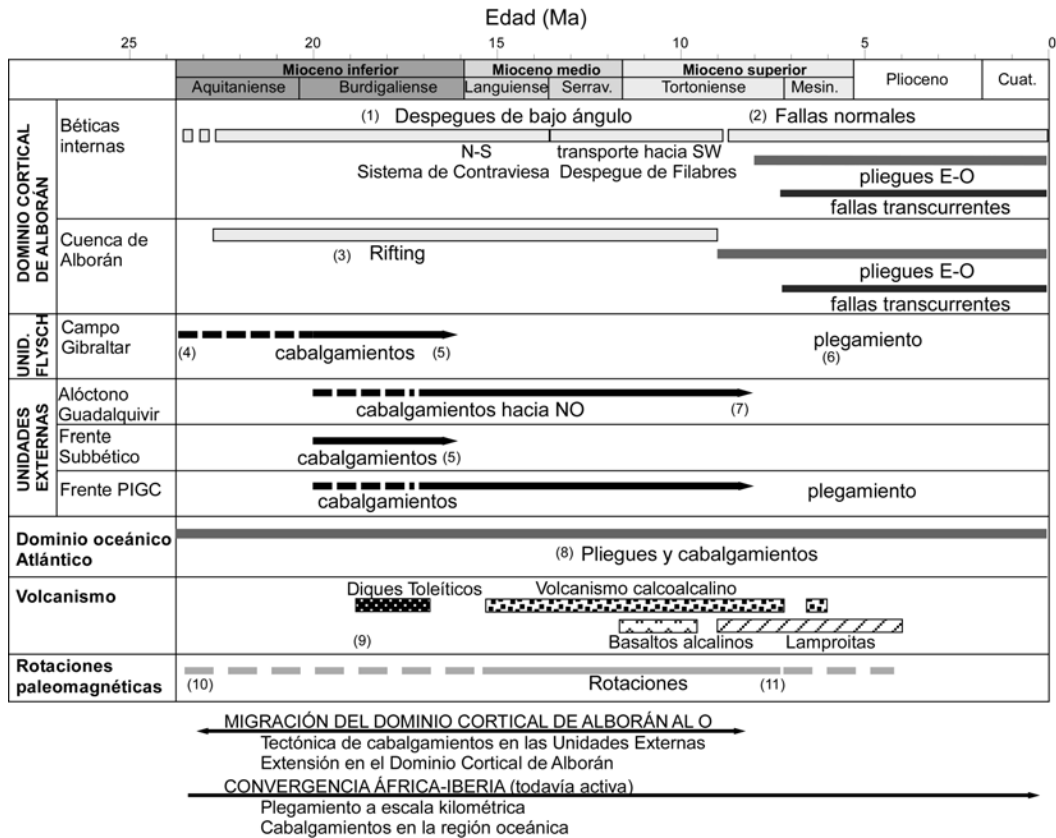


Fig. 3.10 Síntesis de los eventos tectónicos registrados en las distintas unidades de la Cordillera Bética y en mar, en el Mar de Alborán y margen Atlántico. El frente Subbético se refiere aquí únicamente al segmento Atlántico de este frente. Las líneas discontinuas indican incertidumbre en la edad exacta del evento. PIGC: Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz. (1) García-Dueñas et al. (1992); (2) Augier et al. (2005); (3) Comas et al. (1999); (4) Crespo-Blanc y Campos (2001); (5) Gràcia et al. (2003b); (6) Crespo-Blanc et al. (1994) (7) Berástegui et al. (1998); (8) Gracia et al. (2006); Zitellini et al. (2004); (9) Bellon et al. (1981); Hernández et al. (1987); Duggen et al. (2004); (10) Platzman et al. (2000); (11) Krijgsman y Garcés (2004); Mattei et al. (2006).

La propagación de la deformación de los frentes hacia el O continúa durante el Mioceno medio y superior dando lugar al Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz. Este cinturón de cabalgamientos se volvió inactivo en el Tortonense superior (aproximadamente 8 Ma) (Berástegui et al., 1998; Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003), como ponen de manifiesto los *onlaps* de los sedimentos de esta edad que fosilizan el prisma en el sector oriental del Golfo de Cádiz y en el Guadalquivir (Fig. 3.8). Hacia el O la superficie de techo del prisma parece mostrar cierta deformación (Thiebot y Gutscher, 2006) (Fig. 3.8), aunque el frente occidental se encuentra fosilizado (Fig. 3.8 D). La sedimentación en la

región occidental es de tipo oceánica hemipelágica y muestra unas tasas de sedimentación muy bajas. Esta sedimentación hace que los reflectores superiores sean paralelos a la superficie de techo y reproducen, por tanto, la morfología irregular del mismo.

Durante el Mioceno inferior y medio, a medida que se producía el acortamiento de los cinturones de cabalgamientos del Arco de Gibraltar, se produjo una importante extensión en el retroarco que comenzó cerca del límite Oligoceno-Mioceno ~24 Ma (Rodríguez-Fernández et al., 1999) o ligeramente más tarde (e.g., García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; Comas et al., 1999). Esta extensión originó la fuerte subsidencia de la cuenca occidental del Mar de Alborán (Comas et al., 1999) y dio lugar a la exhumación de las unidades metamórficas inferiores de las Zonas Internas a favor de fallas de bajo ángulo (García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Azañón y Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea et al., 2005). Estos despegues muestran una dirección de extensión aproximada N-S hasta el Mioceno medio y E-O, con dirección de transporte del bloque de techo hacia el SO, durante el Serravaliense al Tortoniense superior (Fig. 3.10).

El cese de la propagación del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz hacia el O, es consistente con el final de las principales rotaciones paleomagnéticas medidas en las Cordillera Bética y el Rif (Krijgsman y Garcés, 2004), así como con el cambio del volcanismo de carácter calcoalcalino a alcalino en el SE de Iberia, Mar de Alborán y N de Marruecos a los aproximadamente 7 Ma (e.g., Wilson y Bianchini, 1999; Duggen et al., 2004) (Fig. 3.10).

La compresión continuó después del Tortoniense superior, afectando a toda la región de estudio, con una componente NO-SE que se atribuye a la convergencia de placas. En las áreas proximales del Golfo de Cádiz, el Arco de Gibraltar es deformado causando el apretamiento del arco y su reactivación, como lo evidencian la inclinación de las unidades Plio-Cuaternarias hacia el NO y el plegamiento moderno que afecta la totalidad del sistema de cabalgamientos (Gràcia et al., 2003b). En las áreas más distales a los márgenes, como en la Llanura Abisal de Herradura, se observa la presencia de fallas de basamento compresivas activas hasta la actualidad, que representan la continuación de las fallas de Marqués de Pombal, San Vicente y Herradura (Gràcia et al., 2003a; Zitellini et al., 2004; Medialdea et al., 2004). En particular, la falla de San Vicente cruza probablemente toda la llanura abisal, ya que se detecta en los datos de la campaña BIGSET (Gràcia et al., 2003a), así como en el perfil Tasyo-12 a lo

largo del límite más meridional de la Llanura Abisal de Herradura (Medialdea et al., 2004, Fig. 10). Alrededor del Coral Patch también se registran fallas que se atribuyen a esta actividad reciente (Sartori et al., 1994; Tortella et al., 1997).

Esta deformación post-Tortonense es la responsable de la deformación compresiva tardía alrededor del Arco de Gibraltar (e.g., Crespo-Blanc y Campos, 2001) y los pliegues de escala kilométrica de dirección E-O de las Béticas Internas y Alborán (e.g., Weijermars et al., 1985; Comas et al., 1992; Vissers et al., 1995; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Rodríguez-Fernández et al., 1999; Augier et al., 2005) (Fig. 3.10).

Las soluciones de inversión del tensor de momento corroboran que la totalidad del área desde Alborán hasta el dominio oceánico al O del margen Portugués, es compatible con un régimen compresivo de dirección NO-SE y NNO-SSE (Stich et al., 2003).

e) Transecta cortical y litosférica E-O desde el Mar de Alborán hasta la Llanura Abisal de Herradura, a través del Estrecho de Gibraltar.

En este apartado se describe una sección de 800 km de longitud de dirección E-O realizada a partir de la combinación de datos estructurales y geofísicos desde el Mar de Alborán hasta la Llanura Abisal de Herradura (Fig. 3.9). La sección, que atraviesa el Estrecho de Gibraltar, fue elegida por tres razones principales: 1) representa la conexión entre los dominios Mediterráneo y Atlántico; 2) la dirección es perpendicular a las unidades tectónicas en Gibraltar; y 3) coincide aproximadamente con secciones regionales publicadas con anterioridad, que se resuelven mediante interpretaciones diferentes (Maldonado et al., 1999; Gutscher et al., 2002; Gutscher et al., 2002; Medialdea et al., 2004). La fuerte geometría 3-D que presenta la estructura en esta región representa una limitación importante a la hora de interpretar cortes 2-D. Sin embargo, esta sección permite comprender características tectónicas generales.

Maldonado et al. (1999) y Medialdea et al. (2004) basan sus modelos regionales en la interpretación de perfiles sísmicos no convertidos a profundidad. En sus interpretaciones, la unidad caótica del Mioceno representa una unidad imbricada relativamente fina. Proponen que el talud del Golfo de Cádiz se encuentra sobre corteza continental (González-Fernández et al., 2001), mientras que el límite continente-océano lo sitúan en la Llanura Abisal de Herradura. El contacto entre ambos dominios corticales representa, según estos modelos, una subducción incipiente. Estos autores consideran que la estructura actual del

dominio Atlántico a lo largo de la sección es el producto de la lenta convergencia NNO de África con respecto a Eurasia junto al desarrollo del Arco de Gibraltar que atribuyen a un mecanismo de delaminación mantélica (e.g., Seber et al., 1996).

Gutscher y coautores (2002) presentan una interesante interpretación alternativa que consiste en una subducción de corteza oceánica muy estrecha bajo el Estrecho de Gibraltar, que consideran activa en la actualidad. Esta interpretación se basa en nuevos datos sísmicos adquiridos durante la campaña SISMAR y datos de OBS que combinan con modelización gravimétrica. Sus resultados muestran un buen ajuste con los estudios de tomografía sísmica (Bijwaard y Spakman, 2000; Wortel y Spakman, 2000) y la distribución de terremotos (Buforn et al., 1991; Calvert et al., 2000). La unidad caótica del Mioceno se interpreta como un prisma de acreción activo asociado a la subducción oceánica. El movimiento a lo largo del despegue basal podría ser el desencadenante del histórico terremoto de Lisboa en 1755 según Gutscher (2004).

En el corte que se presenta en la Fig. 3.11, se han integrado los espesores corticales y litosféricos derivados de un reciente estudio de modelización geofísica (Fullea et al., 2006; Fullea et al., 2007). A continuación se describe, en primer lugar, la estructura a escala cortical y litosférica para pasar, posteriormente, a explicar la estructura de la corteza superior.

La posición de la Moho así como de la base de la litosfera se han extraído de mapas de espesor cortical y litosférico que cubren esta región (Fullea et al., 2007). Estos mapas están realizados a partir de la inversión conjunta de datos de elevación y geoide. Además, el espesor cortical en la región que atraviesa la sección, se ha contrastado con resultados de experimentos de refracción y perfiles de reflexión disponibles en la literatura (González-Fernández et al., 2001; Rovere et al., 2004), así como con datos 2D realizados mediante modelización geofísica (Fernández et al., 2004).

A lo largo de la sección regional, la corteza muestra regiones relativamente delgadas en ambos extremos, tanto en el Mar de Alborán como en especial, en la Llanura Abisal de Herradura, donde la corteza de transición da paso a corteza oceánica hacia el O. El espesor cortical, que en el extremo O de la sección es de 9-10 km, aumenta paulatinamente hasta un máximo de 30 km bajo el Estrecho de Gibraltar. El espesor cortical disminuye nuevamente hacia el Mar

de Alborán, mostrando un adelgazamiento abrupto, hasta alcanzar los 16 km en la cuenca occidental de Alborán, donde el adelgazamiento hacia el E vuelve a ser más homogéneo (Fig. 3.11). La corteza es de naturaleza continental desde el extremo E hasta la Llanura Abisal de Herradura, donde es de carácter transicional, y finalmente pasa a oceánica en los 9 km más occidentales de la sección (Purdy, 1975; González et al., 1996).

El manto litosférico presenta alrededor de 95 km de espesor en el extremo occidental, aumentando hacia el Estrecho de Gibraltar hasta un máximo de 160 km. El engrosamiento no es uniforme y muestra que la mayor parte del incremento de espesor ocurre al E del frente del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz (Fig. 3.11). El método de modelización numérica empleado para la obtención del espesor litosférico considera un modelo de referencia de dos capas, en el que por debajo de la litosfera se asume una densidad constante (Fullea et al., 2007). Por otra parte, la sensibilidad del método queda restringida a unos 300 km de profundidad. Esto implica que el modelo no es capaz de distinguir las zonas de alta velocidad que se aprecian en las imágenes tomográficas y supone por tanto una limitación para las zonas donde puedan existir litosferas en subducción. Según las tomografías sísmicas, coincidiendo en posición con el engrosamiento cortical y litosférico de la sección presentada, existe una lámina subvertical de litosfera que alcanza los 600 km de longitud (Bijwaard y Spakman, 2000). Desde el máximo observado junto al Estrecho de Gibraltar, el espesor litosférico vuelve a disminuir hacia el E, hacia el Mar de Alborán donde alcanza 105 km en la terminación oriental de la sección.

La estructura tectónica de la corteza superior se encuentra bien definida a grandes rasgos e incluye estilos de deformación opuestos en Alborán y el margen Atlántico. Mientras que Alborán se caracteriza por una tectónica extensional que se resuelve a lo largo de despegues extensionales de bajo ángulo, el margen Atlántico presenta un sistema de cinturones de cabalgamientos que implican tanto la cobertera como el basamento, cada vez más jóvenes hacia el O (Fig. 3.11).

El cabalgamiento frontal de las Zonas Internas, que aflora a lo largo de las costas Ibérica y Africana, así como las Unidades Flysch, se emplazan por encima del mismo nivel de despegue, lo que implica que ambas unidades están relacionadas y que se emplazaron de forma coetánea de acuerdo con los resultados de Booth-Rea et al. (2005). El frente submarino de las unidades Flysch muestra que el sistema se hizo inactivo en el Languiense (~16 Ma) (Gràcia et al., 2003b). La posición elevada actual de este sistema de cabalgamientos del

Mioceno inferior y medio sobre la corteza engrosada se interpreta por un posterior sistema de cabalgamientos que afecta al basamento y la cobertera, que transporta pasivamente el primer sistema (Internas y Unidades Flysch) en el bloque de techo. Este sistema, activo hasta el Mioceno superior, constituye la rampa del cabalgamiento del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, en cuya base cambia de pendiente. Según esta interpretación, el desplazamiento a lo largo de esta falla de basamento causaría la deformación del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz y sería activa, por tanto, hasta el Tortoniense superior, alrededor de los 8 Ma. El fuerte acortamiento que muestran las Unidades Flysch, así como el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, unido al relativamente corto periodo de tiempo en el que se emplazan (desde el Oligoceno superior o Aquitaniense hasta los 8 Ma) indican que el mecanismo tectónico que genera estas estructuras es diferente y se superpone a la continua pero lenta convergencia hacia el NO de África con respecto a Iberia.

Hacia el E del Estrecho de Gibraltar la estructura cambia completamente y se caracteriza por una tectónica extensional (e.g., Comas et al., 1999). El Mar de Alborán se limita por un sistema de fallas normales que siguen la forma arqueada del Arco de Gibraltar (Fig. 3.1). Este sistema de fallas se inició en el Oligoceno superior hace 27 Ma (Platt et al., 1998; Platt y Whitehouse, 1999), o Mioceno inferior, alrededor de los 22 Ma (Comas et al., 1992). Las fallas extensionales reactivan normalmente fallas inversas previas y producen el adelgazamiento del Dominio Cortical de Alborán.

Tanto el sistema de cabalgamientos imbricados del O, como el sistema extensional de Alborán afectan al basamento. Ambos procesos son coetáneos y finalizan alrededor del Tortoniense superior. Después del Tortoniense superior, la deformación compresiva presenta una componente de dirección NO-SE en toda la región y se atribuye a la convergencia continua de África con respecto a Eurasia. Este estado de esfuerzos que prevalece hasta la actualidad, produce la deformación de las unidades tectónicas emplazadas previamente (e.g., Crespo-Blanc y Campos, 2001; Gràcia et al., 2003b) y mantiene la actividad de los cabalgamientos de la Llanura Abisal de Herradura que afectan a los sedimentos del Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno.

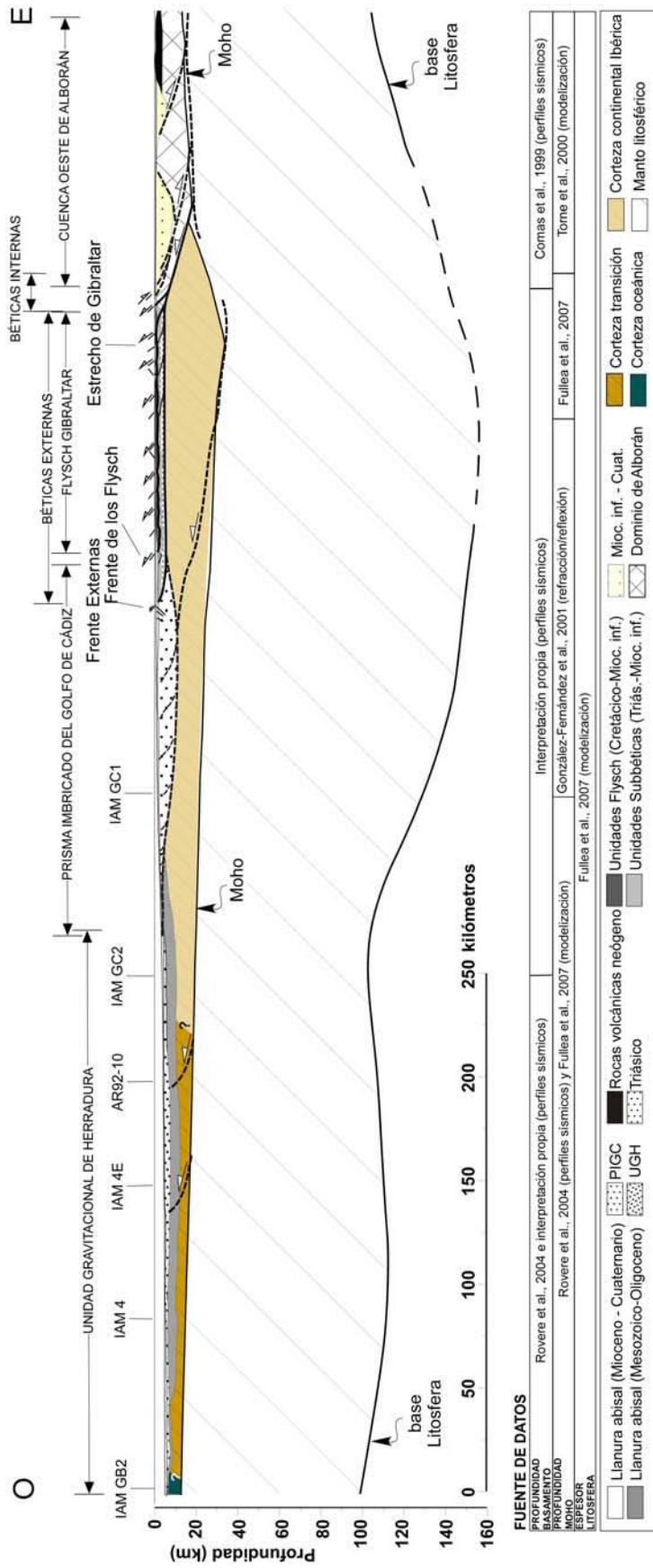


Fig. 3.11 Sección regional crustal y litosférica de dirección E-O, que atraviesa desde el Mar de Alborán, hasta la Llanura Abisal de Herradura a través del Estrecho de Gibraltar (situación en Fig. 3.9). La base de la litosfera se obtuvo a partir de un modelo numérico que invierte conjuntamente elevación y geoide (Fullera et al., 2007). La incertidumbre asociada a este método impide detectar el cuerpo de alta densidad observado en las imágenes tomográficas. La línea discontinua muestra la posición en la que se encuentra la anomalía de alta densidad (posible lámina de subducción) detectada en tomografía, y que está fuera de la resolución del método empleado en la modelización (ver texto) (Bijwaard y Spakman, 2000; Wortel y Spakman, 2000). PIGC: Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz; UGH: Unidad Gravitacional de Herradura.

Las fallas inversas de la Llanura Abisal de Herradura muestran un importante salto de falla que produce el levantamiento del bloque de techo y parecen estar conectadas a las fallas situadas más al N, como la falla de Marqués de Pombal y San Vicente (e.g., Gràcia et al., 2003a; Zitellini et al., 2004). En caso de que las fallas observadas en la llanura abisal se encuentren conectadas a las fallas de Marqués de Pombal y San Vicente, su área de ruptura potencial podría producir terremotos de gran magnitud como el terremoto de la Llanura Abisal de Herradura de 1969, con una magnitud de 8,0 (Fukao, 1973), o el terremoto de Lisboa en el 1755, con una magnitud estimada de 8,5 (Martins y Mendes Victor, 1980).

Por tanto, se interpreta que dentro de un contexto compresivo continuo, debido a la convergencia de África con respecto Eurasia hacia el NO, las unidades tectónicas del Arco de Gibraltar se emplazan hacia el O en un periodo de tiempo muy corto. Esto implica la superposición de otro mecanismo tectónico, distinto a la lenta convergencia de placas, que da lugar a una migración del arco muy rápida hacia el O. Este mecanismo se produce a escala litosférica y se han propuesto diversos modelos geodinámicos que resuelven los observables de distintas maneras. El análisis estructural por si sólo no procura resultados concluyentes en cuanto a la evolución a escala profunda.

3.5 CONCLUSIONES

Se ha estudiado la continuación de las unidades tectónicas de las Béticas y el Rif hacia el O, mediante el análisis de 28 perfiles de sismica multicanal que cubren todo el límite difuso de placas en los márgenes Atlánticos del SO de Iberia y NO de África, y se ha integrado en un marco regional tectónico para el Neógeno y el Cuaternario.

La unidad sísmicamente caótica del Mioceno en mar presenta dos dominios diferenciados en cuanto a su mecanismo de formación. El dominio tectónico, que se ha renombrado como Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, representa la misma unidad tectónica que las unidades caóticas que afloran al frente de las Zonas Externas de las Béticas y el Rif y que rellenan parcialmente las cuencas de antepaís del Guadalquivir y el Rharb. El Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz ocupa las plataformas y taludes de ambos márgenes y se alarga hasta el límite con las llanuras abisales, abarcando un área de 58.000 km². Esta unidad presenta una morfología de cuña que alcanza más de 11 km de espesor en la parte interna. Se ha interpretado como una unidad tectónica imbricada que se

desarrolla sobre un despegue basal de bajo ángulo. Esta unidad contiene una sucesión de rocas del Mesozoico al Mioceno medio, en la que las evaporitas Triásicas son abundantes.

La unidad gravitacional del cuerpo sísmicamente caótico se encuentra relleno principalmente la Llanura Abisal de Herradura, con un área aproximada de 18.000 km². Esta unidad se ha interpretado como una sucesión de episodios de deslizamientos masivos submarinos que rellenan un espacio previo formado por la Llanura Abisal de Herradura y rodeado por altos estructurales circundantes. La fuente de sedimentos que forman esta unidad se ha atribuido principalmente el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz a medida que se produce su emplazamiento, además de contribuciones del margen Portugués y los altos estructurales que circundan la llanura. El Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz en su extremo NO cabalga ligeramente esta unidad, indicando que es activo con posterioridad al último episodio masivo gravitacional. El volumen total de esta unidad es de aproximadamente 23.000 km³.

Se han integrado los datos estructurales inferidos a partir de la interpretación sísmica, con datos de profundidad cortical y litosférica en una transecta de 800 km que atraviesa la región en dirección E-O a través del Estrecho de Gibraltar. Excepto los últimos 9 km de la sección en su extremo O, la corteza que atraviesa la sección es de naturaleza continental y de transición. Presenta un máximo espesor de 30 km aproximadamente bajo el Estrecho de Gibraltar.

La propagación hacia el O de los sucesivos frentes de las Unidades Flysch, las Unidades Externas y el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, se completó en un periodo de tiempo relativamente corto que abarca desde el Mioceno inferior (aproximadamente 20 Ma) hasta el Tortoniense superior (alrededor de los 8 Ma). Esta rápida imbricación tectónica y el transporte marcadamente dirigido hacia el O, evidencian que el emplazamiento de las unidades tectónicas del Arco de Gibraltar se generaron mediante un mecanismo tectónico diferente a la continua convergencia de África hacia el NNO y NO con respecto a Iberia. Este mecanismo además de la compresión de los frentes, produce la extensión sincrónica en el Dominio Cortical de Alborán. El cese tanto de los procesos compresivos del frente como de la extensión (entre 9-7 Ma), coinciden aproximadamente con el cambio de volcanismo calcoalcalino a alcalino y con el fin de las principales rotaciones paleomagnéticas (alrededor de los 7 Ma). Tras el cese de la propagación de las unidades del Arco de Gibraltar

hacia el O, la región entera sufre una compresión dominada por la convergencia de placas.

Capítulo 4

**INTERACCIÓN ENTRE LOS
PROCESOS DE EROSIÓN Y
SEDIMENTACIÓN CON LA
EVOLUCIÓN PALINSPÁSTICA
DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO,
DURANTE EL NEÓGENO Y EL
CUATERNARIO**

4. INTERACCIÓN ENTRE LOS PROCESOS DE EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN CON LA EVOLUCIÓN PALINSPÁSTICA DEL ORÓGENO BÉTICO-RIFEÑO, DURANTE EL NEÓGENO Y CUATERNARIO

En este capítulo se calculan en primer lugar las tasas de sedimentación a escala regional, a partir de los volúmenes depositados en las diferentes cuencas sedimentarias descritas en el Capítulo 2 y de los volúmenes parciales por intervalos de tiempo en cada una de las cuencas. Estos resultados se contrastan con los mapas paleogeográficos publicados y con los principales eventos tectónicos que ocurrieron en el orógeno durante el Neógeno y el Cuaternario. A partir de la extensión de la superficie emergida que indican las paleogeografías para cada edad, junto con los volúmenes sedimentados en las cuencas, se ha realizado el cálculo del volumen rocoso erosionado. A continuación se presentan los mapas de elevación actual de distintas formaciones sedimentarias con paleobatimetrías cercanas a cero, para realizar el cálculo de levantamientos y la distribución areal de los mismos, desde el momento del depósito de dichas formaciones hasta la actualidad. Estos mapas se realizan para las edades comprendidas entre el Tortonense y el Plioceno, donde la estratigrafía y la distribución de los afloramientos permiten conocer los levantamientos a escala regional y establecer las velocidades a las que se producen. Finalmente, se discute la evolución topográfica y tectónica de la región de estudio, especialmente en las Béticas, donde la mayor disponibilidad de datos permite un mejor control en la evolución.

4.1 TASAS DE SEDIMENTACIÓN

El cálculo de las tasas de sedimentación a escala regional se realizó a partir de los volúmenes sedimentarios de cada una de las cuencas neógenas de las Béticas y el Rif (Capítulo 2). Los volúmenes se dividieron por los intervalos de tiempo en que se produjo esa sedimentación y el área en la que se depositaron. Las tasas de sedimentación vienen expresadas en espesor por unidad de tiempo (mm/a) (Tabla 4.1 y Fig. 4.1 a 4.5) e indican la velocidad media a la que se produjo la sedimentación en cada una de las cuencas para determinados intervalos de tiempo. Es importante considerar asimismo, que debido a que las áreas de sedimentación en una misma cuenca van variando a lo largo del tiempo,

la producción total de sedimentos en cada intervalo de tiempo, viene determinada no tanto por las tasas de sedimentación, sino por lo que se ha denominado en esta tesis contribución sedimentaria, que se obtiene dividiendo los volúmenes por los intervalos de tiempo (km^3/Ma) (Tabla 4.1; Fig. 4.1 a 4.5).

Por tanto,

$\text{Vol. (km}^3) / dT \text{ (Ma)} * A \text{ (km}^2) = \text{TS (km/Ma)}$, que es igual a $(\text{mm/a}) \rightarrow$ Velocidad media a la que se produce la sedimentación en una determinada cuenca

$\text{Vol. (km}^3) / \text{(Ma)} = \text{CS (km}^3/\text{Ma)} \rightarrow$ Volumen total por unida de tiempo descargado en determinada cuenca

Donde, TS: Tasa de sedimentación; CS: Contribución sedimentaria; Vol.: Volumen sedimentario de una cuenca; dT: intervalo de tiempo en el que se sedimenta ese volumen; A: área en el que se deposita, a: año.

Tanto las tasas de sedimentación como la contribución resultantes de estos cálculos, nos permiten realizar una comparativa entre la distribución de sedimentos a lo largo del orógeno Bético-Rifeño y los cambios paleogeográficos y tectónicos ocurridos, con lo que poder definir en algunos casos los procesos que regulan la producción sedimentaria y las áreas de procedencia.

	Volumen sedim. (km ³)	Desde (Ma)	Hasta (Ma)	Intervalo (Ma)	Área (km ²)	Tasas sed. (mm/a)	Contribución (km ³ /Ma)
Alborán	Total	89600					
	Mio inf. - Tort.	44600	20,4	9	11,4	16000	0,24
	(*) Tort. - Mesin.	24400	9	5,3	3,7	46100	0,14
	Plioceno - Cuat.	20600	5,3	0	5,3	21000	0,19
	Total	81600					3910
Golfo de Cádiz	Total	24000	23,7	11,6	12,1	60000	0,03
	Mioc. Inf. medio	22600	11,6	5,3	6,3	60000	0,06
	Plioceno - Cuat.	35000	5,3	0	5,3	30000	0,22
	Total	14000					1160
Guadalquivir	Total	2790	14	11,6	2,4	17000	0,07
	Mioceno sup.	8400	11,6	5,3	6,3	21000	0,06
	Plioceno - Cuat.	2810	5,3	0	5,3	15000	0,04
	Total	14550					820
Rharb	Total	9900	11,6	5,3	6,3	16000	0,10
	Plioceno - Cuat.	2200	5,3	0	5,3	7000	0,06
	Total	9290					410
Intramontañosas	Total	370	20,4	11,6	8,8	5000	0,01
	Mioceno sup.	6020	11,6	5,3	6,3	22000	0,04
	Plioceno - Cuat.	2880	5,3	0	5,3	12000	0,05
	Total	209040					6130
TOTALES	Total	74210	12,10	12,10	12,10	112000	0,05
	Mioceno sup.	71320	6,3	6,3	6,3	165100	0,07
	Plioceno Cuat.	63490	5,3	5,3	5,3	85000	0,14
Alborán (*)	Unidad III (Tort.)	12915	9	6,7	2,3	33000	0,17
	Unidad II (Mesin.)	11525	6,7	5,3	1,4	46100	0,18

Tabla 4.1 Datos y resultados del cálculo de tasas de sedimentación y contribución sedimentaria en las cuencas de las Béticas y el Rif. Los datos de partida (volúmenes sedimentarios, edades y áreas de sedimentación) se explican con detalle en el Capítulo 2.

4.1.1.- Cuenca de Alborán

La Cuenca de Alborán contiene el mayor volumen sedimentario de la región de estudio con aproximadamente 89.600 km^3 de sedimentos. Con una estructura tectónica compleja, representa además la cuenca con mayores espesores sedimentarios (más de 8.000 m en la Cuenca Oeste) y con mayores velocidades de acumulación.

Los intervalos de tiempo para los que se calculó el volumen sedimentario en la Cuenca de Alborán se definieron en función de la presencia de discordancias regionales a nivel de cuenca que se distinguen en los datos utilizados para el cálculo (Capítulo 2). Estos intervalos son: desde el Aquitaniense superior (aproximadamente 20,4 Ma) hasta el Tortoniense (9 Ma), desde el Tortoniense (9 Ma) hasta el techo del Mesiniense (5,3 Ma) y desde el techo del Mesiniense (5,3 Ma) hasta la actualidad. El volumen de sedimentos para cada intervalo es de 44.600 km^3 desde 20,4 hasta 9 Ma, 24.400 km^3 desde los 9 Ma hasta los 5,3 Ma y de 20.600 km^3 desde los 5,3 Ma hasta la actualidad.

Para realizar el cálculo de las velocidades de acumulación correspondientes a estos volúmenes, es necesario además estimar la superficie de la cuenca en la que se acumulan estos depósitos para cada intervalo de tiempo. Los mapas de isopacas de esta cuenca (Capítulo 2, Fig. 2.3, 2.4 y 2.5) muestran que el área en la que se depositan estos sedimentos es distinta para cada intervalo.

En el primer intervalo considerado (aproximadamente 20,4 Ma – 9 Ma), los depósitos están confinados principalmente en los depocentros de la Cuenca Oeste de Alborán, donde se alcanzan hasta 7.000 m de espesor durante este periodo, así como al N de Alborán, en una región que abarca aproximadamente 16.000 km^2 . La tasa de sedimentación resultante para este intervalo de tiempo es de 0,24 mm/a, que es la mayor velocidad de sedimentación registrada en la región de estudio (Tabla 4.1 y Fig. 4.1). La contribución sedimentaria resultante del cálculo de volumen da un resultado de aproximadamente $3.910 \text{ km}^3/\text{Ma}$. Los sedimentos de este intervalo que incluyen las Unidades IV, V y VI de Comas et

al. (1992) y Jurado y Comas (1992), están compuestos por olistostromas en una matriz de arcillas subcompactadas (Unidad VI), que a techo pasan a arcillas subcompactadas y finalmente turbiditas (techo de la Unidad V y Unidad IV).

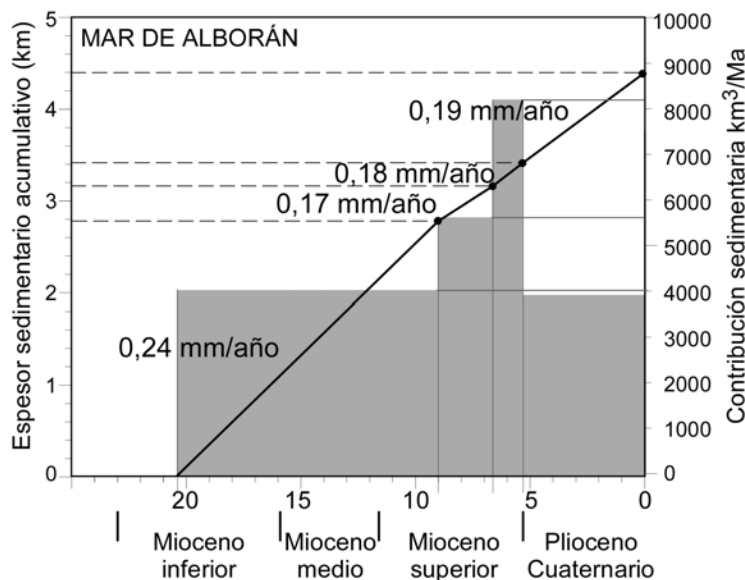


Fig. 4.1 Espesor acumulativo frente a la edad de sedimentación (línea negra), cuya pendiente indica la tasa de sedimentación, y contribución sedimentaria (recuadro gris) para la Cuenca de Alborán.

El siguiente intervalo que se consideró en el cálculo de volumen sedimentario, abarca desde el Tortoniense (aproximadamente 9 Ma) hasta el final del Mioceno superior e incluye las Unidades II y III de Comas et al. (1992) y Jurado y Comas (1992). El resultado en la tasa de sedimentación para este intervalo es de 0,14 mm/a, considerando que la sedimentación se produce en todo el área actual de Alborán donde se encuentran sedimentos de esta edad. Sin embargo, los sedimentos no se distribuyen regularmente a lo largo la cuenca, sino que la mayor parte se concentra en marcados depocentros. Según las interpretaciones de los perfiles sísmicos y la correlación con los sondeos de plataforma (Comas et al., 1992; Comas et al., 1999; Talukder, 2003), la Unidad II (6,7-5,3 Ma) se compone de sedimentos marinos, que además de una fracción detrítica, está compuesta por calizas y un tramo de evaporitas. Esta unidad, tiene según estos autores un espesor bastante regular de alrededor de 250 m a lo largo de toda la Cuenca de Alborán. Si se toma este espesor como valor medio, se obtiene que la Unidad II presenta un volumen aproximado de 11.525 km³ distribuido en toda la cuenca, quedando la Unidad III confinada a un área de

33.000 km² y un volumen de aproximadamente 12.915 km³. Aunque se trata de una estimación, los resultados en cuanto a tasas de sedimentación son más realistas que considerando el volumen total del Mioceno superior distribuida regularmente en toda la cuenca. Los resultados de tasas de sedimentación para estos valores en los intervalos de tiempo indicados por Comas et al. (1999), dan 0,17 mm/a para la Unidad III (entre 9 y 6,7 Ma) y 0,18 mm/a para la Unidad II (entre 6,7 y 5,3 Ma).

A pesar de que las tasas de sedimentación disminuyen con respecto al intervalo de tiempo anterior, la contribución sedimentaria (volumen de sedimentos por unidad de tiempo) es muy superior comparado con el tramo del Mioceno inferior y medio (una media de las Unidades II y III indica 6.600 km³/Ma, frente a los 3.900 km³/Ma del Mioceno inferior y medio) (Tabla 4.1 y Fig. 4.1).

En el último intervalo considerado que abarca el Plioceno y el Cuaternario, la tasa de sedimentación es muy similar a la del periodo de tiempo anterior, aunque muestra un ligero aumento, alcanzando los 0,19 mm/a (Tabla 4.1 y Fig. 4.1). Durante este intervalo de tiempo el tipo de sedimentación muestra marcadas diferencias, siendo de tipo turbidítica en los depocentros y áreas cercanas a los relieves, mientras que en el resto de la cuenca es de tipo hemipelágica (Alonso y Maldonado, 1992; Skilbeck y Tribble, 1999). En el cálculo del volumen se consideró únicamente el registro sedimentario detrítico que se concentra en un área aproximada de 21.000 km². Esta área, mucho menor que en el intervalo de tiempo del Mioceno superior, supone que a pesar del aumento en las tasas, la contribución sedimentaria vuelve a disminuir durante el Plioceno y Cuaternario (Fig. 4.1) y pasa a cerca de 3.890 km³/Ma.

A partir de los resultados obtenidos, resulta interesante resaltar que la mayor tasa de sedimentación en la Cuenca de Alborán corresponde al periodo del Mioceno inferior al Mioceno superior (hasta 9 Ma), coincidiendo con los periodos de extensión en esta cuenca (Comas et al., 1992; Comas et al., 1999; Rodríguez-Fernández et al., 1999). La tectónica extensional produjo fuerte subsidencia en áreas limitadas por fallas normales (Rodríguez-Fernández et al., 1999). Además, el tipo de sedimentos que componen estas unidades indican una sedimentación rápida con episodios de caídas gravitacionales durante el depósito de las Unidades V y VI. Por tanto, durante el Mioceno inferior, medio y parte del superior, la extensión produjo marcados depocentros delimitados por fallas normales, que fueron colmatados por sedimentos y material deslizado a una

velocidad media de 0,24 mm/a.

A partir del Mioceno superior, la tectónica predominante es compresiva (Comas et al., 1999). Las tasas de sedimentación medias se reducen, pasando de 0,24 mm/a, a 0,17-0,18 mm/a, aunque el área de sedimentación aumenta paulatinamente durante este intervalo de tiempo, a medida que los sedimentos cubren los altos tectónicos de la etapa anterior. Esta mayor extensión del área de recepción da lugar a un aumento en la contribución sedimentaria. El depósito de la Unidad III, en el Tortoniense, coincide con una etapa subsidente posterior a las etapas principales de extensión, entre los 9,2 y 8,5 Ma, según las curvas de subsidencia de Rodríguez-Fernández et al. (1999). Los sedimentos de la Unidad II se depositaron durante la Crisis del Mesiniense, en la que se produjo el aislamiento del Mediterráneo y su posterior desecación. Los sedimentos que se produjeron en esta etapa están relacionados con unas condiciones sedimentarias de restricción marinas, que dejaron, además de material detrítico procedente de los relieves que se estaban formando, calizas y evaporitas. Por ello, la tasa de sedimentación no sólo refleja la contribución de los aportes detríticos, sino que es necesario tener en cuenta que parte de esta tasa de sedimentación es debida a unas condiciones sedimentarias que favorecen la deposición química. Por último el Plioceno y el Cuaternario se caracteriza por una re-estructuración de la cuenca, debida a la formación de pliegues y fallas de salto en dirección, que generan nuevos depocentros (Comas et al., 1992; Watts et al., 1993; Álvarez-Marrón, 1999).

4.1.2.- Margen Atlántico (Golfo de Cádiz y Margen Noroeste Africano)

El Margen Atlántico incluye las plataformas y taludes del SO de Iberia y NO de África, que representa la segunda acumulación más importante del orógeno en cuanto a volumen tras la Cuenca de Alborán, con alrededor de 81.000 km³ de sedimentos.

En esta cuenca, los intervalos de tiempo para los que se calculó el volumen sedimentario se establecieron tomando el reflector de la base del Plioceno y del Mioceno superior en los perfiles sísmicos interpretados (Capítulo 2), resultando tres intervalos de tiempo: el primero abarca todo el Mioceno inferior y medio, el segundo corresponde al Mioceno superior y por último el Plioceno-Cuaternario.

Los sedimentos del primer intervalo considerado (Mioceno inferior y

medio) se encuentran en su mayoría incorporados en el prisma de acreción formado por el Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz. El Prisma Imbricado, junto a las Zonas Externas y las Unidades Flysch, constituyen los frentes tectónicos que se emplazan todos ellos a lo largo de este periodo de tiempo y son activos hasta el Tortonense superior (Capítulo 3). Por ello, el volumen sedimentario se ha estimado a partir de los espesores sedimentarios de los sondeos de plataforma, en las zonas adyacentes al prisma de acreción, donde los sedimentos no se encuentran involucrados en el prisma (Capítulo 2). La tasa de sedimentación que se obtiene es de 0,03 mm/a y la contribución sedimentaria es de alrededor de 1.980 km³/Ma (Tabla 4.1 y Fig. 4.2).

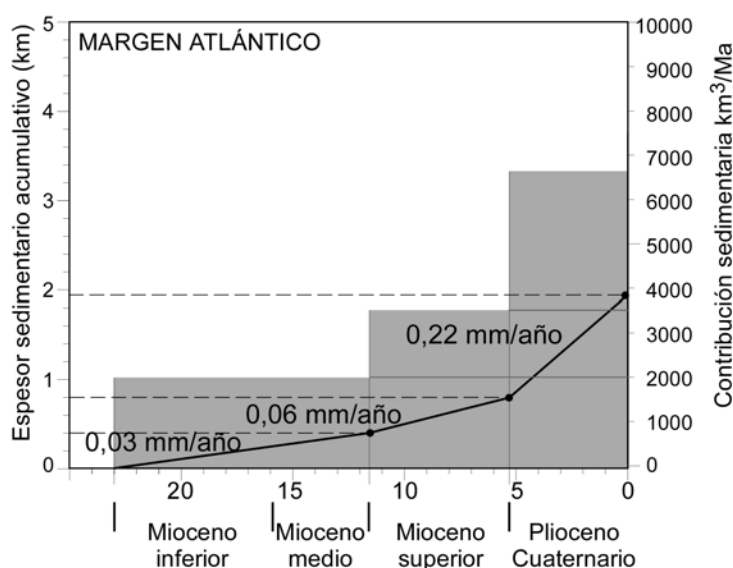


Fig. 4.2 Espesor acumulado frente a la edad de sedimentación (línea negra), cuya pendiente indica la tasa de sedimentación, y contribución sedimentaria (recuadro gris) para el Margen Atlántico.

Según las descripciones de los sondeos publicados en Lanaja et al. (1987) realizados sobre la plataforma continental en el Golfo de Cádiz, el Mioceno inferior muestra unas facies de plataforma compuestas principalmente por calizas. En el Mioceno medio se emplazan las Unidades Flysch y las Unidades Externas en el Golfo de Cádiz, y la mayoría de los sondeos muestra una litología predominantemente de calizas. Tan sólo algunos sondeos cercanos a estos frentes o los que atraviesan el cuerpo sísmicamente caótico muestran un aumento en las tasas de sedimentación y un cambio de facies a limolitas, arcillas e intercalaciones de arenas en el Mioceno medio. Por tanto los productos detríticos de la erosión de los frentes, se encuentran principalmente incorporados al prisma

de acreción, mientras que la sedimentación en las plataformas es fundamentalmente carbonática.

Durante el Mioceno superior las tasas de sedimentación en la vertiente Atlántica del orógeno aumentan hasta alcanzar los 0,06 mm/a (Tabla 4.1 y Fig. 4.2). Los sedimentos que se componen de arcillas y arenas (Lanaja et al., 1987), probablemente proceden de los distintos frentes tectónicos de las Unidades Externas activos hasta el Tortoniense superior (Unidades Flysch, Zonas Externas y Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz) y de las zonas que paulatinamente emergen desde el Tortoniense superior en la Cordillera Bética y el Rif. La contribución sedimentaria también aumenta con respecto al periodo anterior y pasa a ser de aproximadamente 3.590 km³/Ma.

El siguiente intervalo de tiempo que abarca el Plioceno y el Cuaternario, supone el mayor incremento tanto en las tasas de sedimentación, que pasan a una media de 0,22 mm/a, como en la contribución que prácticamente dobla la del periodo de tiempo anterior (6.600 km³/Ma frente a los 3.590 km³/Ma del Mioceno superior) (Tabla 4.1 y Fig. 4.2). Los sedimentos siguen siendo fundamentalmente arcillas y arenas. Este incremento en los aportes sedimentarios, sitúan a esta cuenca en la principal receptora de sedimentos de todo el orógeno durante el Plioceno y el Cuaternario.

4.1.3.- Cuencas de antepaís (Guadalquivir y Rharb)

Las Cuencas del Guadalquivir y Rharb muestran una evolución muy similar entre ellas en cuanto a tasas de sedimentación y contribución sedimentaria durante el Neógeno, aunque con valores ligeramente más altos en la Cuenca del Rharb (Tabla 4.1 y Fig. 4.3). Es importante destacar, que al mismo tiempo que estas cuencas se rellenan principalmente a partir de los productos de erosión de la Cordillera Bética y el Rif, ciertas áreas del antepaís que presentan actividad tectónica durante el Neógeno, contribuyen en menor medida a este relleno. Al N del Guadalquivir, el relieve de Sierra Morena es el resultado de la suma de la flexión litosférica producida por el emplazamiento de las Zonas Externas de las Béticas durante el Neógeno y la compresión que produce el acercamiento entre las placas Ibérica y Africana (García-Castellanos et al., 2002). Asimismo, al S del Rharb, la Meseta Central y el Medio Atlas presentan levantamientos durante el Neógeno que son activos incluso hasta la actualidad (Ait Brahim et al., 2002; Flinch, 1993).

Las cuencas del Guadalquivir y del Rharb presentan un relleno sedimentario que abarca desde el Mioceno medio hasta la actualidad y los intervalos de tiempo en los que se han dividido los volúmenes totales son: Mioceno medio, Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario (Capítulo 2).

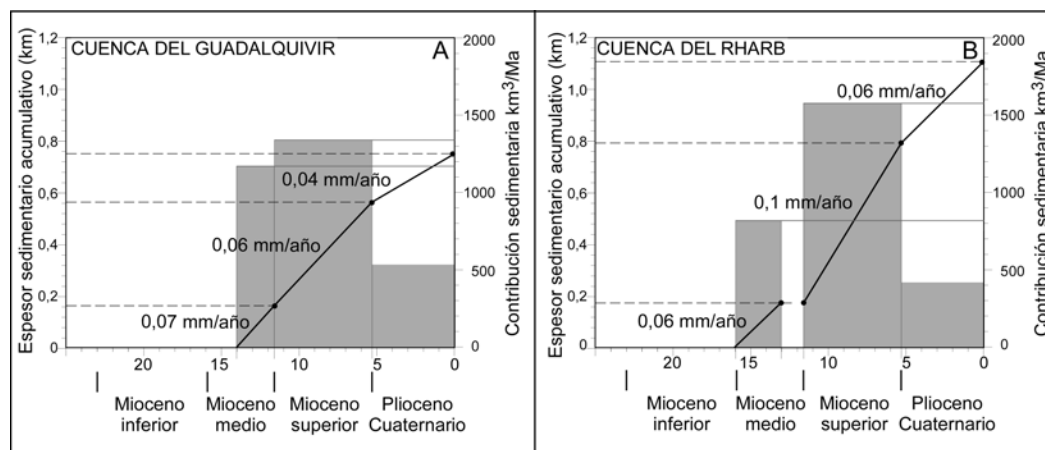


Fig. 4.3 Espesor acumulativo frente a la edad de sedimentación (línea negra), cuya pendiente indica la tasa de sedimentación, y contribución sedimentaria (recuadro gris) para la Cuenca del Guadalquivir (A) y la Cuenca del Rharb (B).

Los resultados de tasas de sedimentación medias para el periodo del Mioceno medio son de 0,07 mm/a para el Guadalquivir y 0,06 mm/a para el Rharb, con unas contribuciones medias de 1.160 y 820 km³/Ma respectivamente (Tabla 4.1 y Fig. 4.3).

Durante el Mioceno superior, la contribución sedimentaria en ambas cuencas de antepaís es muy similar, con 1.330 km³/Ma en el Guadalquivir y 1.570 km³/Ma en el Rharb. Sin embargo, estos sedimentos se distribuyen en una mayor área, 21.000 km², en el Guadalquivir, frente a los 16.000 km² aproximados del Rharb. Esto hace que las tasas sedimentarias calculadas sean algo mayores en esta segunda cuenca (0,1 mm/a en el Rharb, frente a 0,06 mm/a en el Guadalquivir) (Tabla 4.1 y Fig. 4.3).

Por último, durante el Plioceno se produce una importante disminución de las áreas de sedimentación en las cuencas de antepaís, pasando de 21.000 km² a 15.000 km² en el Guadalquivir y de 16.000 km² a 7.000 km² en el Rharb. Estas áreas decrecerán todavía más durante el Cuaternario, donde la sedimentación pasa a ser de tipo aluvial, limitándose a las llanuras de los ríos. Esta disminución en los espacios de acomodación, bien por colmatación de la cuenca, bien por

levantamiento tectónico, da lugar a una disminución en las tasas de sedimentación con respecto al periodo de tiempo anterior y a una acusada disminución en la contribución sedimentaria. En el Guadalquivir la tasa de sedimentación para el Plioceno y Cuaternario es de 0,04 mm/a y la contribución de 530 km³/Ma. En el Rharb, la velocidad media de sedimentación pasa a ser de 0,06 mm/a y la contribución sedimentaria de 410 km³/Ma (Tabla 4.1 y Fig. 4.3).

4.1.4.- Cuencas intramontañas

La sedimentación en estas cuencas comienza en el Mioceno superior. En todas estas cuencas, el volumen sedimentario se dividió en dos intervalos de tiempo: Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario. La excepción la constituyen las Cuencas Prebéticas donde la sedimentación es continua desde el Mioceno inferior. A pesar de su carácter local, se considera interesante el cálculo de las tasas de sedimentación en estas cuencas, ya que en el resto de la Cordillera Bética y el Rif, los sedimentos del Mioceno inferior y medio se encuentran erosionados y formando afloramientos dispersos. Por ello, las tasas de sedimentación calculadas para las Cuencas Prebéticas, junto a las cuencas de antepaís, constituyen las únicas cuencas del área emergida actual, donde ha sido posible establecer las tasas sedimentarias para el intervalo del Mioceno inferior y medio. El resultado indica una velocidad de sedimentación de 0,01 mm/a para este intervalo de tiempo (Tabla 4.1 y Fig. 4.4).

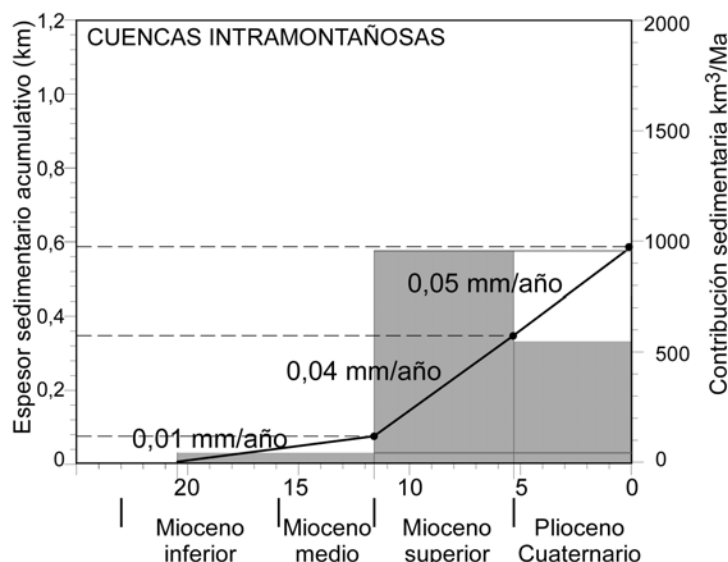


Fig. 4.4 Espesor acumulado frente a la edad de sedimentación (línea negra), cuya pendiente indica la tasa de sedimentación, y contribución sedimentaria (recuadro gris) para las Cuencas Intramontañas.

Durante el Mioceno superior, el conjunto de todas las cuencas intramontañosas presentan una tasa de sedimentación media de 0,04 mm/a y una contribución sedimentaria de aproximadamente 950 km³/Ma. Durante el Plioceno, el área de sedimentación en estas cuencas disminuye, pasando de un área aproximada de 22.000 km² a un área de 12.000 km². A esta disminución de las áreas de las cuencas contribuye por un lado la transición de condiciones sedimentarias marinas a continentales de algunas cuencas, que en algunos casos vino acompañada con el cese de la sedimentación o la restricción de la sedimentación en áreas cada vez más pequeñas conforme las cuencas se colmatan.

4.1.5.- Evolución en las tasas de sedimentación (comparativa entre las distintas cuencas)

La comparación entre los resultados obtenidos en cuanto a tasas de sedimentación en todas las cuencas del orógeno Bético-Rifeño, pone de manifiesto que las tasas de sedimentación en la Cuenca de Alborán, presentan valores sensiblemente más altos que en el resto de las cuencas a lo largo del Mioceno. A partir del Plioceno, la cuenca del Margen Atlántico presenta las tasas de sedimentación más importantes, seguida de la Cuenca de Alborán con tasas de sedimentación algo inferiores, aunque dentro del mismo orden de magnitud. Ambas cuencas registran más del 80 % de la acumulación sedimentaria procedente de la erosión del orógeno durante el Neógeno y el Cuaternario.

El primer intervalo considerado para el cálculo de las tasas de sedimentación, abarca el Mioceno inferior y medio, que se alarga hasta el Tortonense (9 Ma) en la Cuenca de Alborán. En este intervalo (Mioceno inferior y medio), las tasas de sedimentación muestran una marcada asimetría entre la cuenca interna del orógeno (Cuenca de Alborán) y el resto de las cuencas. En Alborán las tasas de sedimentación alcanzan los 0,24 mm/a, frente a los 0,03 mm/a del Margen Atlántico (Tabla 4.1; Fig. 4.5). En las áreas emergidas, los sedimentos del Mioceno inferior y medio se encuentran muy erosionados, por lo que no es posible establecer el volumen total de los sedimentos que se depositaron en estas cuencas. Sin embargo, en las cuencas de antepaís y en las Cuencas Prebéticas, el registro de parte de las cuencas del Mioceno inferior y medio se preserva bajo el paquete sedimentario del Mioceno superior. Por ello, es posible calcular la velocidad de sedimentación en este intervalo de tiempo para estas áreas. Los resultados indican 0,07 y 0,06 mm/a para los sedimentos de las Cuencas del Guadalquivir y Rharb respectivamente durante el Mioceno medio, y

0,01 mm/a para el Mioceno inferior y medio en las Cuencas Prebéticas. En cualquier caso, se trata de unas tasas sedimentarias mucho menores que las que se registran en la Cuenca de Alborán (Fig. 4.5).

A la vista de los resultados obtenidos en cuanto a tasas de sedimentación, se obtiene que el flujo sedimentario entre el Mioceno inferior y medio se produce preferentemente hacia los *grabens* generados en la Cuenca de Alborán, como consecuencia de la actividad de las fallas extensionales activas durante este periodo que da lugar a una fuerte subsidencia en esta cuenca (Comas et al., 1999; Rodríguez-Fernández et al., 1999).

En el Mioceno superior se produce un aumento en la descarga de sedimentos en la totalidad de las cuencas. Este aumento en la contribución, se debe por un lado al aumento del relieve que se produce a largo de este periodo de tiempo y por otro a la formación de nuevas áreas de recepción, como es el caso de la formación de las cuencas intramontañosas. Por último, se produce un aumento en el espacio de acomodación debido a la subsidencia en la Cuenca de Alborán (Rodríguez-Fernández et al., 1999) y como consecuencia de su evolución tectónica, en las cuencas de antepaís (Hanne et al., 2003; Barbieri y Gabriele Ori, 2000). Las tasas de sedimentación oscilan entre los 0,04 mm/a de las cuencas intramontañosas y los 0,17-0,18 mm/a de la Cuenca de Alborán (Tabla 4.1 y Fig. 4.5). Las cuencas externas del orógeno (cuencas de antepaís y Margen Atlántico), presentan durante el Mioceno superior tasas similares, con 0,06 mm/a tanto en Guadalquivir como en el Margen Atlántico, y algo superiores (0,1 mm/a) en la Cuenca del Rharb.

En el intervalo Plioceno-Cuaternario, las cuencas que actualmente están emergidas sufren un acusado descenso en la descarga sedimentaria como consecuencia de la disminución del área de recepción y la pérdida de endorreísmo, que causa además la erosión parcial de sedimentos previamente depositados. Las cuencas marinas sin embargo, sufren una evolución distinta entre ellas. La Cuenca de Alborán, registra un ligero aumento de la tasa de sedimentación que se sitúa en 0,19 mm/a. Los depósitos de esta edad sin embargo, se acumulan en depocentros condicionados por la estructura, lo que hace que a pesar de registrar una tasa más alta, los aportes totales disminuyen. En el Margen Atlántico, tanto las tasas como la contribución sedimentaria acusan un fuerte ascenso, que resulta en una tasa media de 0,22 mm/a y una contribución sedimentaria de 6.600 km³/Ma, que representa la contribución más alta de todo el orógeno a lo largo de todo el Neógeno-Cuaternario.

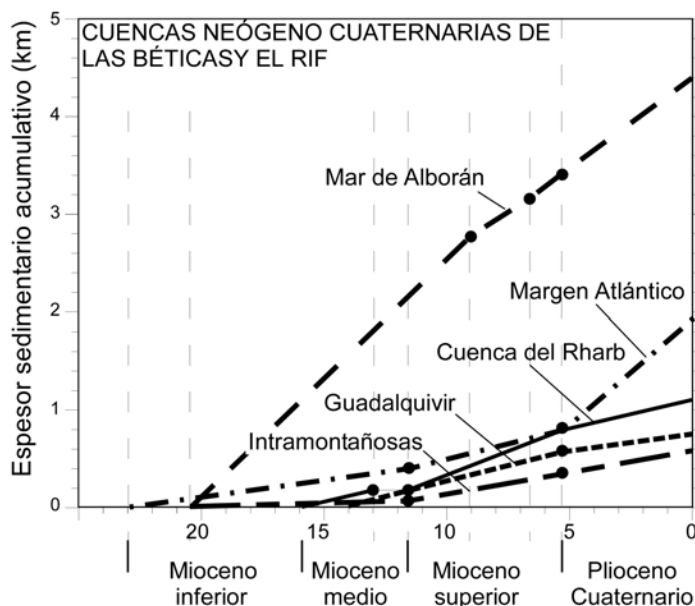


Fig. 4.5 Espesor acumulativo frente a la edad de sedimentación para las cuencas neógenas-cuaternarias de las Béticas y el Rif. Las pendientes de las curvas indican de tasas de sedimentación.

4.2 RELACIÓN DE LOS PROCESOS SUPERFICIALES (EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN) CON LA EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

Los resultados de las tasas de sedimentación regionales obtenidos, se comparan en este apartado con los distintos mapas de evolución paleogeográfica publicados. En la literatura se encuentran distintas reconstrucciones paleogeográficas y palinspásticas tanto a escala local como regional para el orógeno Bético-Rifeño durante el Neógeno (e.g. Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Sanz de Galdeano, 1996; Esteban et al., 1996; Geel y Roep, 1998; Andeweg, 2002; Braga et al., 2003). El significado del colapso y desplazamiento de los terrenos que conforman el Dominio Cortical de Alborán en un contexto de colisión entre Iberia y África es fundamental para comprender la controvertida evolución geodinámica en esta región. En este sentido, la reconstrucción de las posiciones relativas de las placas Ibérica, Africana, además de la evolución del Dominio Cortical de Alborán es imprescindible para resolver la evolución tectónica.

A continuación se describen las reconstrucciones disponibles, haciendo hincapié en los eventos tectónicos más relevantes ocurridos en el orógeno durante el Neógeno y los cambios paleogeográficos que estos provocan en superficie. Las

diferencias entre las distintas propuestas se discuten comparándolas con las tasas de sedimentación obtenidas. Además se calculan las tasas de erosión a partir de las áreas de topografía subaérea de las reconstrucciones paleogeográficas.

4.2.1.- Mioceno inferior y medio

Evolución paleogeográfica:

Durante el Mioceno inferior y medio se producen los cambios paleogeográficos más importantes en el orógeno. La colisión del Dominio Cortical de Alborán con los paleomárgenes Ibérico y Magrebí, dio lugar a los cabalgamientos y la estructuración de las Zonas Externas (e.g. Crespo-Blanc y Campos, 2001). Esta colisión se produjo como consecuencia por un lado de la convergencia entre las placas Ibérica y Africana, y por otro lado por el desplazamiento del Dominio Cortical de Alborán hacia el O. Durante este desplazamiento, los terrenos del Dominio Cortical de Alborán sufrieron una notable extensión, que produjo subsidencia tectónica en el Mar de Alborán, dando lugar a la formación de esta cuenca en el Aquitaniense superior (Comas et al., 1992; Comas et al., 1999).

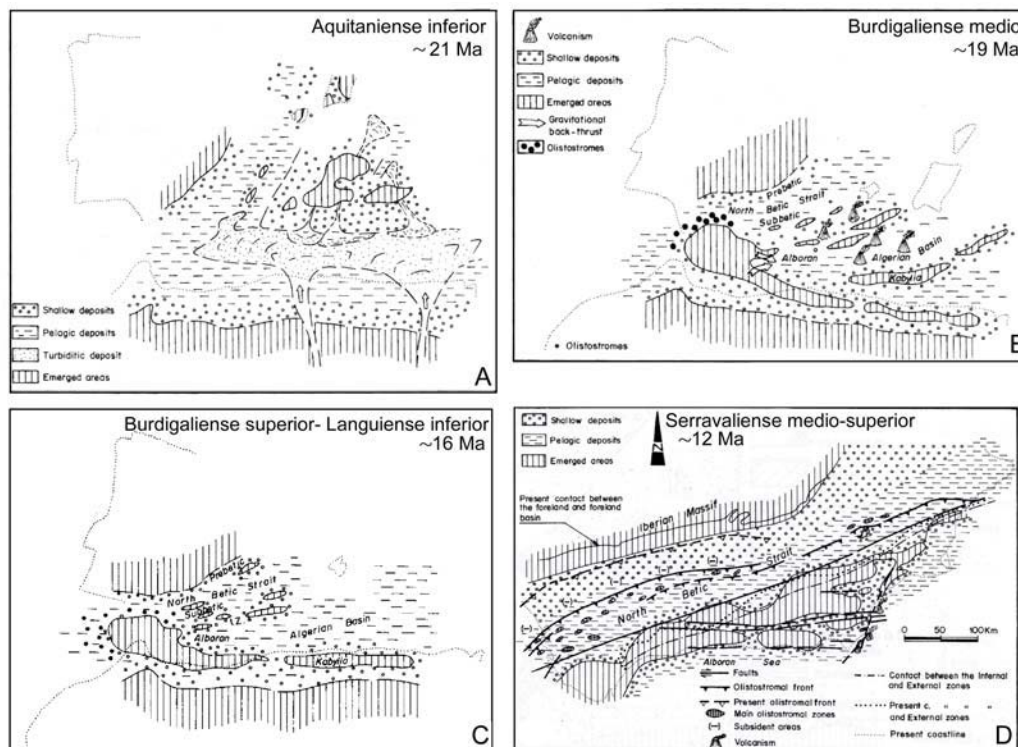


Fig. 4.6 Reconstrucciones paleogeográficas de Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996) para el Mioceno inferior y medio.

Según las reconstrucciones paleogeográficas, aunque con distintas interpretaciones en cuanto a la posición inicial del Dominio de Alborán, durante el Aquitaniense, los paleomárgenes Ibérico y Magrebí se encontraban bajo el nivel del mar (Fig. 4.6 a 4.8). Las mayores diferencias en las interpretaciones corresponden al Burdigaliense y estriban en que según Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996) a los 19 Ma existen dos amplios corredores marinos a S y N de los terrenos de Alborán que conectan el Atlántico y el Mediterráneo (Fig. 4.6). Sin embargo, la reconstrucción de de Geel y Roep (1998) muestra un corredor en el Rif, mientras que no existe conexión marina al N, en las Béticas (Fig. 4.7).

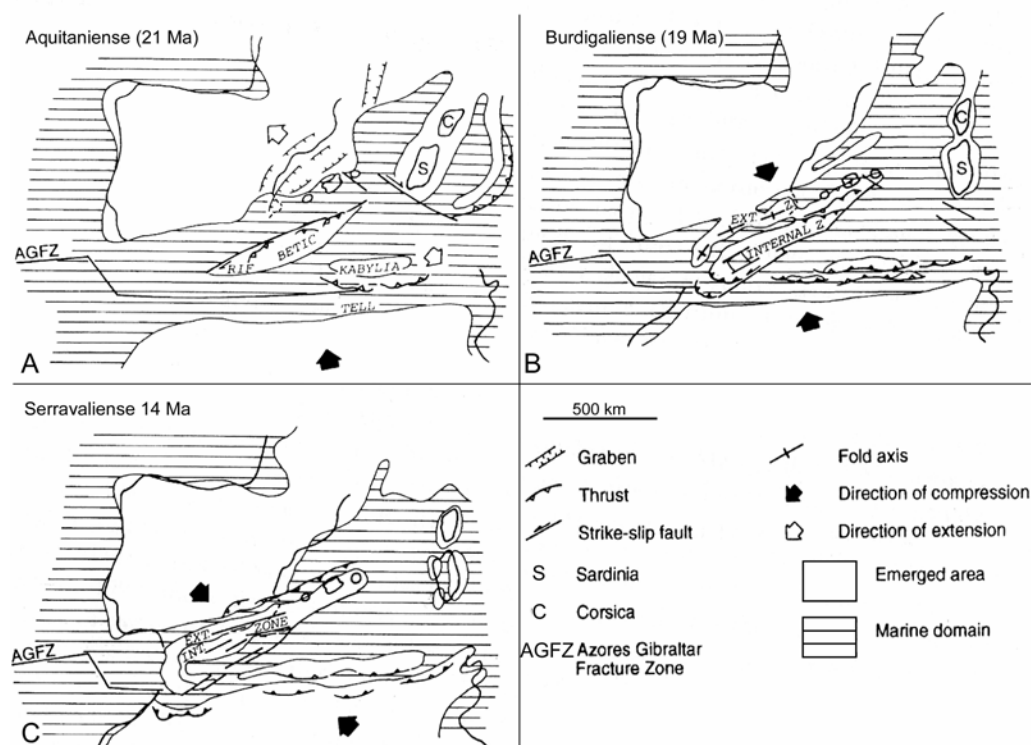


Fig. 4.7 Reconstrucciones palinspásticas de Geel y Roep (1998) para el Mioceno inferior y medio.

En la reconstrucción de Andeweg (2002), se muestra conexión marina a través de ambos márgenes del Dominio Cortical de Alborán, aunque estos son estrechos y poco profundos (Fig. 4.8). Además, las dos últimas reconstrucciones (Geel y Roep, 1998 y Andeweg, 2002), señalan la formación de una estrecha cuenca marina en la línea de sutura entre las Zonas Internas y las Externas, que no aparece en la reconstrucción de Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández

(1996) (Fig. 4.6 a 4.8). En esta cuenca, se depositaron sedimentos procedentes tanto del Maláguide y el Alpujárride, como de las Zonas Subbéticas (Geel y Roep, 1998). Estos sedimentos (Fm. Espejos) representan la primera ocurrencia de depósitos con productos erosivos de ambas zonas (Externas e Internas). En el Burdigaliense medio-superior las zonas meridionales del Subbético cabalgaron hacia el S sobre la Fm. Espejos, en un evento compresivo que afectó a toda la Cordillera Bética, sellando esta cuenca (Lonergan y Mange-Rajetzky, 1994; Geel y Roep, 1998).

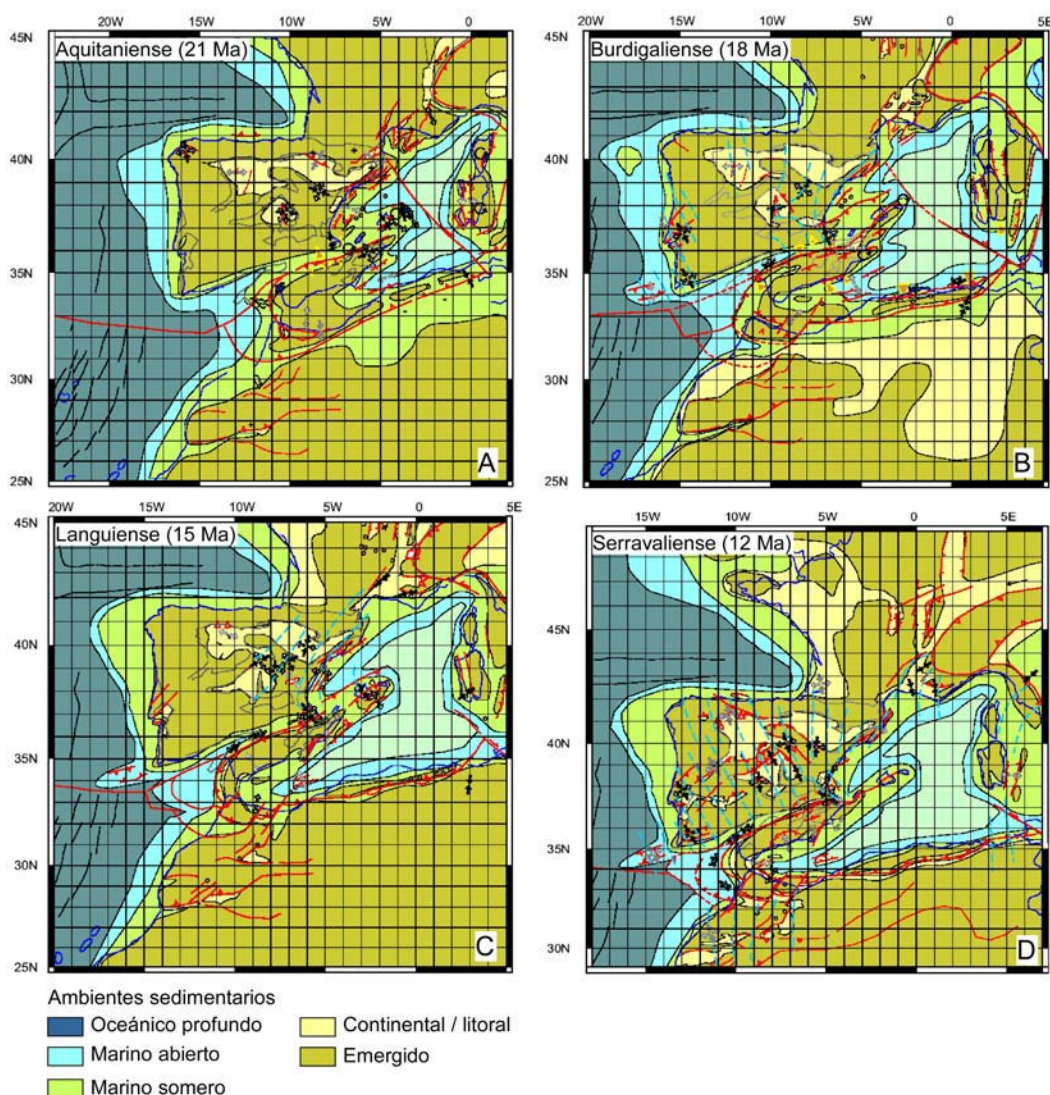


Fig. 4.8 Reconstrucciones palinspásticas de Andeweg (2002) para el Mioceno inferior y medio.

Para Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996), al menos el

Corredor situado en las Béticas (Corredor Norbético) continúa abierto hasta el Serravaliense superior, aunque a lo largo del Languiense y el Serravaliense, las Unidades Subbéticas y Prebéticas comienzan a emerger, estrechando el corredor en su parte más oriental (Fig. 4.6). Las reconstrucciones de Geel y Roep (1998) y Andeweg (2002), proponen que estos corredores continúan siendo estrechos y someros pasadizos marinos, algo más profundos en la región que se abre al Golfo de Cádiz, que en el Serravaliense (12 Ma) se encuentran emergidos en su mayor parte y la comunicación Atlántico-Mediterráneo es por tanto muy limitada o queda interrumpida (Fig. 4.8).

Según la reconstrucción paleogeográfica que realizan Braga et al. (2003) para el Serravaliense superior-Tortonense inferior, la mayor parte de las Béticas se encontraban bajo el nivel del mar, salvo una isla que ocuparía las Béticas Centrales y Orientales (Fig. 4.9).

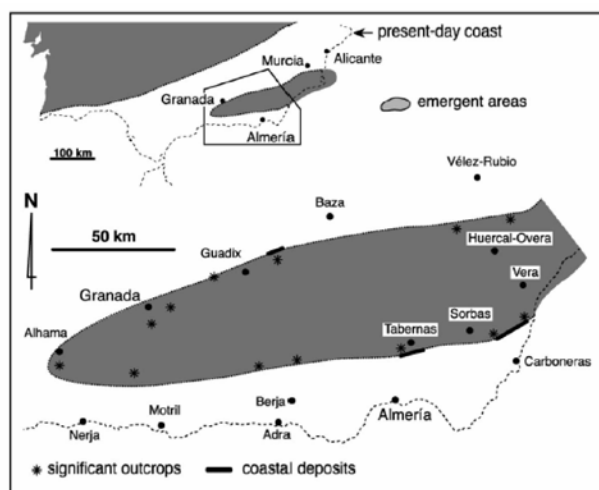


Fig. 4.9 Reconstrucción paleogeográfica de Braga et al. (2003) que muestra el área emergida mínima para el Serravaliense superior-Tortonense inferior.

Balance de masas a partir de las tasas de sedimentación y las reconstrucciones paleogeográficas:

Gran parte de los sedimentos depositados durante el Mioceno inferior y medio en las cuencas que dibujan las distintas paleogeografías han sido erosionados, ya que la superficie y posición de las cuencas han ido variando a lo largo del tiempo. Consecuentemente el registro del Mioceno inferior y medio, preservado bajo los sedimentos de edades posteriores, se encuentra en áreas

reducidas que se limitan a la Cuenca de Alborán y Margen Atlántico, además de las cuencas actuales de antepaís y Cuencas Prebéticas. Las tasas medias obtenidas para el Mioceno inferior y medio en estas cuencas son de 0,24 mm/a en la Cuenca de Alborán, 0,03 mm/a en el Margen Atlántico y de 0,01 mm/a en las Cuencas Prebéticas (Tabla 4.1; Fig. 4.1 a 4.4). En las cuencas del Guadalquivir y Rharb, las tasas de sedimentación corresponden tan sólo al Mioceno medio y oscilan entre 0,06 y 0,07 mm/a (Tabla 4.1; Fig. 4.1 a 4.4).

Resulta interesante realizar un cálculo aproximado de la cantidad de sedimentos de esta edad que se depositaron en estas cuencas, y que actualmente están erosionados, tomando las tasas de sedimentación calculadas y las áreas de sedimentación extraídas de las paleogeografías. Para ello se han medido las áreas de las cuencas de las distintas reconstrucciones y se han multiplicado por las tasas de sedimentación medias obtenidas del registro preservado.

A partir de las paleogeografías, también se ha evaluado la superficie de las regiones emergidas para cada intervalo de tiempo. En general, todas las reconstrucciones muestran un aumento de la topografía subaérea en el Burdigaliense, que coincide con la colisión del Dominio de Alborán con los paleomárgenes (e.g. Vera, 2000), una disminución durante el Languiense, que da paso a un aumento del área emergida nuevamente en el Serravaliense (Fig. 4.10 y 4.11). Los volúmenes sedimentarios calculados se han transformado a volúmenes rocosos, considerando una densidad de sedimentos de 2.200 kg m^{-3} y una densidad de la roca de 2.700 kg m^{-3} . Dividiendo los volúmenes sedimentarios calculados a partir de las reconstrucciones, por las áreas de topografía subaérea y por el intervalo de tiempo, se obtienen las velocidades a las que se erosionan las zonas emergidas para cada edad (Fig. 4.10 y 4.11).

Durante el Aquitaniense se han considerado unas tasas de sedimentación mínimas de 0,01 mm/a y máximas de 0,03 mm/a (Fig. 4.10). En cualquier caso, la sedimentación durante este periodo de tiempo es principalmente de tipo carbonática, con escasa influencia continental, como muestran los sondeos de la plataforma del Golfo de Cádiz (Lanaja et al., 1987). Tan sólo en las regiones adyacentes al Dominio Cortical de Alborán se depositaron sedimentos sintectónicos sobre los depósitos que forman las Unidades Flysch (Flinch, 1996). Por tanto, debido a que los sedimentos que se han cuantificado no proceden de la erosión de las regiones emergidas, no se han evaluado las tasas de erosión para el Aquitaniense.

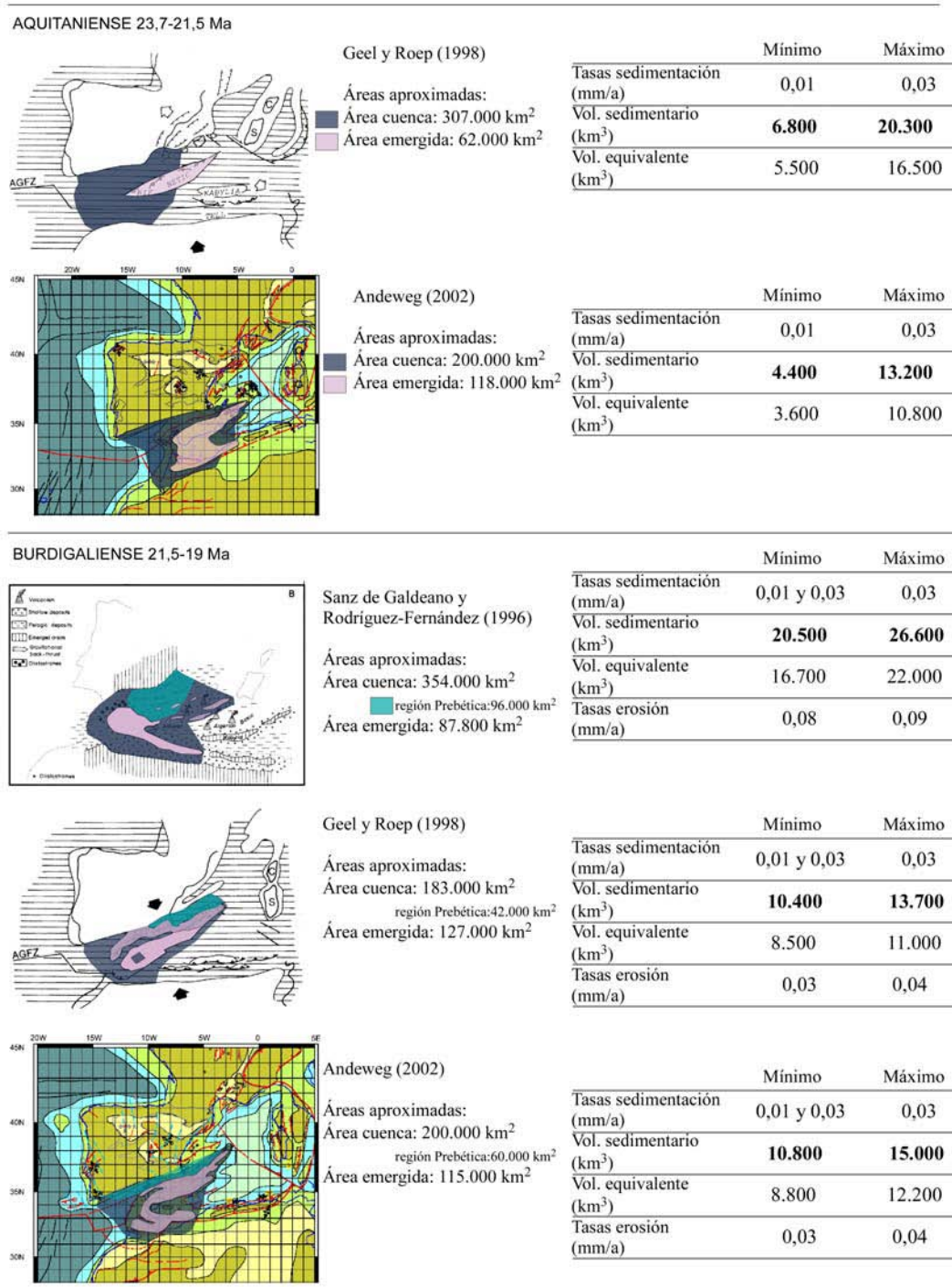


Fig. 4.10 Reconstrucciones paleogeográficas para el Aquitaniense y el Burdigaliense, que muestran las áreas que se han utilizado para el cálculo, y resultados del mismo.

En el Burdigaliense, al área de cuenca se le han restado 16.000 km² correspondientes a la Cuenca de Alborán, donde las tasas de sedimentación están bien definidas y son superiores al resto de las cuencas. Al resto del área de sedimentación se le ha atribuido una tasa de sedimentación de 0,03 mm/a, y se ha calculado el volumen sedimentario y las tasas de erosión según las distintas reconstrucciones (Fig. 4.10). Estas tasas son las máximas registradas durante esta edad y por tanto, los resultados representan un máximo. Para realizar la estimación del valor mínimo, se han considerado unas tasas de sedimentación de 0,01 mm/a en la región Prebética y parte del Corredor Norbético (Fig. 4.10) y de 0,03 mm/a en el resto de superficie de sedimentación que muestran las distintas reconstrucciones.

En el Languiense y el Serravaliense, además de eliminar el área de los depocentros de Alborán, se han calculado las áreas correspondientes a los corredores Norbético y del Rif (a partir de los 15 Ma), donde se asigna una velocidad de sedimentación de 0,06 y 0,07, de acuerdo con las tasas de sedimentación obtenidas para los depósitos de esta edad en las cuencas de antepaís. Los resultados se muestran en la Fig. 4.11.

Las reconstrucciones paleogeográficas de Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996), muestran una relación entre el área emergida / área de cuenca mucho menor que las de Geel y Roep (1998) y Andeweg (2002). Los volúmenes sedimentarios a partir de las mismas tasas de sedimentación, son más elevados: tan sólo entre los 21,5 y 15 Ma, se obtienen entre 37.000 y 55.000 km³, frente a los 24.000-35.000 km³ derivados de las reconstrucciones de Andeweg (2002) para el mismo periodo. Estas reconstrucciones implican tasas de erosión más elevadas que oscilan entre los 0,1 mm/a entre 21,5 y 19 Ma y los 0,05 mm/a entre 19 y 15 Ma. La diferencia en las áreas de sedimentación y en los resultados se debe fundamentalmente a los extensos corredores marinos a N y S del Dominio de Alborán que muestran las paleogeografías de Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996). Estos corredores se sitúan sobre las actuales cuencas de antepaís del Guadalquivir y el Rharb, que a lo largo del Mioceno medio y superior según estas reconstrucciones, se irían estrechando hasta alcanzar la extensión actual. No obstante, la estratigrafía de la Cuenca del Guadalquivir muestra que los sedimentos más antiguos corresponden al Languiense (15,5 Ma) que se disponen sobre el basamento hercínico (Berástegui et al., 1998). De manera que las cuencas situadas a N y S del Dominio Cortical de Alborán eran probablemente más reducidas que las que presentan las reconstrucciones de Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996) y sus límites estarían situados en

posiciones más meridionales en las Béticas y más septentrionales en el Rif. A medida que se producía el avance de los frentes de cabalgamientos hacia el antepaís, estas cuencas se habrían desplazado hacia los antepaíses, mientras que los sedimentos más antiguos (del Mioceno inferior) habrían quedado bajo los cabalgamientos, o habrían emergido como cuencas de *piggy back*.

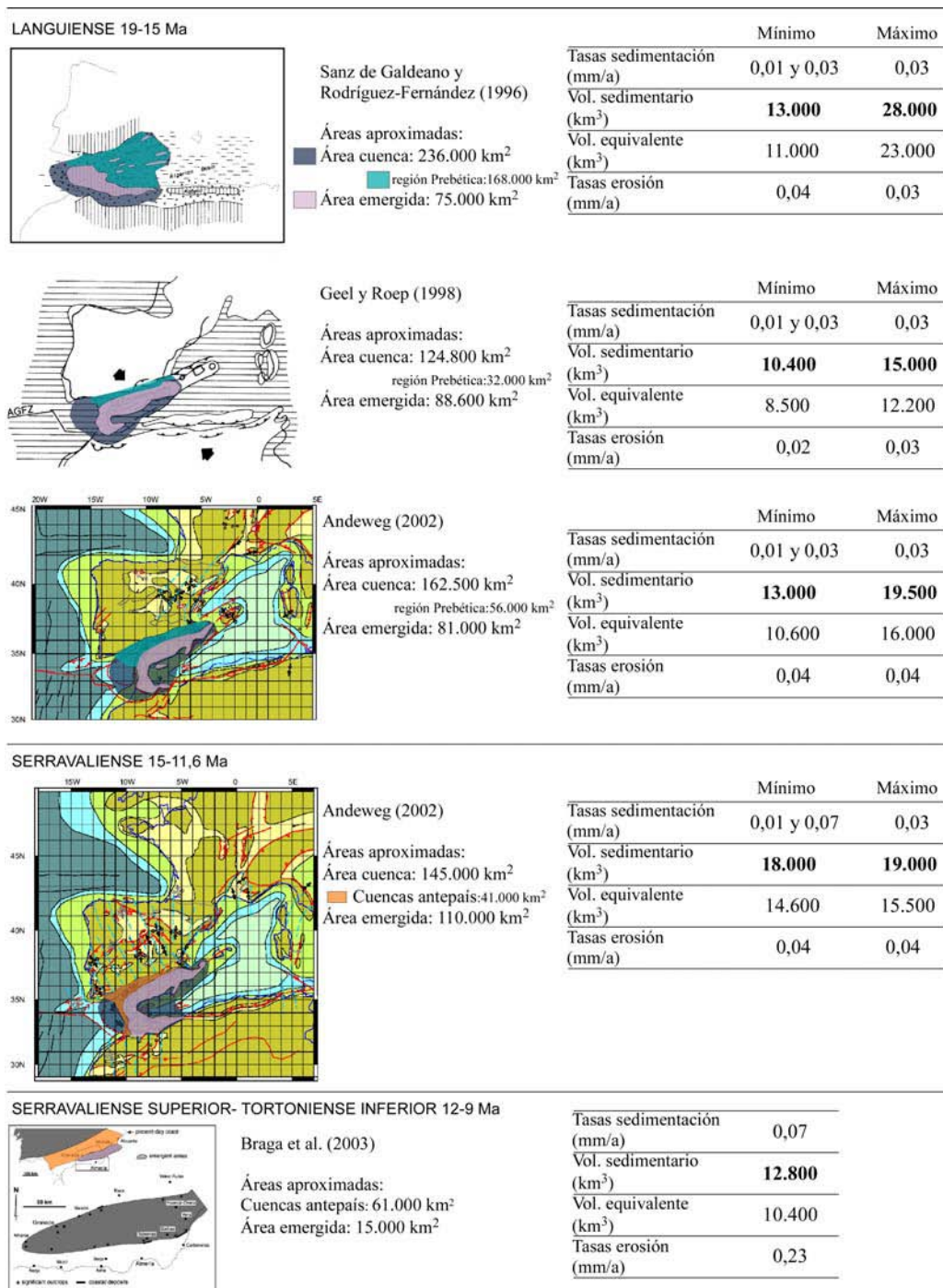


Fig. 4.11 Reconstrucciones paleogeográficas para el Languiense y Serravaliense, que muestran las áreas que se han utilizado para el cálculo, y resultados del mismo.

La reconstrucción realizada por Braga et al. (2003) para el Serravaliense superior en la Cordillera Bética, muestra un área emergida formada por una única isla rodeada por un extenso mar. Según los autores, esta reconstrucción marca la extensión mínima del área emergida entre los 12 y los 9 Ma aproximadamente. Con la escasa área emergida que se muestra, considerando que todo el material erosionado se deposite únicamente en la Cuenca del Guadalquivir, la erosión se habría producido a una velocidad de alrededor de 0,23 mm/a en el área emergida. Si se tiene en cuenta que una parte importante del material erosionado se deposita además en la Cuenca de Alborán y en el Margen Atlántico, la velocidad de erosión sería mucho mayor que la calculada. Estos resultados indican que el área de exposición subaérea que muestra esta reconstrucción es probablemente demasiado reducida para las tasas sedimentarias obtenidas. Por tanto, o bien el área emergida debía ser mayor que la que indica esta reconstrucción para el periodo entre 12 y 9 Ma, o bien esta área representa un periodo de tiempo mucho menor.

Las paleogeografías de Geel y Roep (1998) y Andeweg (2002) muestran áreas de cuenca y de topografía subaérea muy similares entre ellas. Consecuentemente, los resultados de volumen sedimentario son parecidos. Se obtiene un volumen de sedimentos de entre 55.000 km³ y 67.000 km³ para estas reconstrucciones, a lo largo de todo el Mioceno inferior y medio, sin tener en cuenta los sedimentos de la Cuenca de Alborán. Actualmente en el Margen Atlántico y cuencas de antepaís el registro sedimentario preservado es de cerca de 30.000 km³ de sedimentos. Esto implica que según estas reconstrucciones y las tasas sedimentarias utilizadas en el cálculo, entre 25.000 y 37.000 km³ de sedimentos del Mioceno inferior y medio han sido erosionados e incorporados en los sedimentos posteriores entre el Mioceno superior y el Cuaternario. Es decir, que de los 134.800 km³ de sedimentos del Mioceno superior al Cuaternario, entre 25.000 y 37.000 km³ de sedimentos proceden de la erosión de los sedimentos del Mioceno inferior y medio. Parte de estos sedimentos, podrían haber quedado además atrapados bajo los cabalgamientos a medida que estos avanzan hacia el antepaís. Según estas reconstrucciones paleogeográficas, las tasas de erosión oscilan entre 0,03 y 0,04 en el Burdigaliense. En el Languiense y Serravaliense, la erosión se produciría a una velocidad media de 0,04 mm/a, según los cálculos realizados a partir de la reconstrucción de Andeweg (2002) y oscilaría entre 0,02 y 0,03 en el Languiense, según la reconstrucción de Geel y Roep (1998),

Estos cálculos se han realizado partiendo de unas tasas de sedimentación medias para todo el intervalo del Mioceno inferior y medio, a partir del registro preservado en algunas de las cuencas. Sin embargo, estas tasas habrán ido variando a lo largo del tiempo y en las distintas cuencas, en función del área emergida y de los movimientos verticales que hayan ocurrido a lo largo de este intervalo de tiempo. No obstante, a pesar de constituir una simplificación, estos cálculos resultan interesantes para estimar la cantidad de sedimentos del Mioceno inferior y medio que pueden haber sido erosionados (al menos entre 25.000 y 37.000 km³). La contribución sedimentaria para el Mioceno inferior y medio pasaría de alrededor de 6.000 km³/Ma que indica el registro preservado, a entre 8.000 y 9.000 km³/Ma sumando este material erosionado. Esta cifra se acerca más a los 11.000 km³/Ma que se producen durante el Mioceno superior y a los 12.000 km³/Ma aproximadamente que se sedimentan durante el Plioceno y Cuaternario (Tabla 4.1).

4.2.2.- Mioceno superior

El Mioceno superior comenzó con una transgresión durante el Tortoniense, que instauró un mar somero en amplias zonas de la Cordillera Bética y el Rif y dejó los primeros sedimentos en algunas de las cuencas intramontañosas de las Béticas. En el Tortoniense superior, todas las cuencas intramontañosas muestran ya una sedimentación marina (Fig. 4.12). Esta transgresión marina no responde a un cambio del nivel eustático, ya que durante el Tortoniense inferior ocurrió una bajada global del nivel del mar (Brachert et al., 1996), que corresponde a un nivel de unos 10 m por debajo del actual (Hardenbol et al., 1998).

Los despegues extensionales de las Béticas centrales, continuaron activos hasta los 9 Ma, según las dataciones por trazas de fisión (Johnson et al., 1997). En Alborán, la transición entre una sedimentación *sin-rift* y sedimentos de tipo *post-rift*, la marca el reflector R-3 de Comas et al., (1992). Este reflector se ha datado como intratortoniense (aproximadamente 9 Ma) (Comas et al., 1999).

Los frentes de cabalgamientos más externos, situados bajo los sedimentos de la Cuenca del Guadalquivir, así como el frente del prisma de acreción en el margen Atlántico, son activos hasta los 7-8 Ma aproximadamente, que quedan sellados por sedimentos de esta edad (Berástegui et al., 1998; Gràcia et al., 2003; Iribarren et al., 2007). Las unidades PreRif a su vez se emplazaron en el límite Tortoniense-Mesiniense según Frizon de Lamotte et al. (2004).

Por tanto, en el Tortoniense superior (entre los 9 y los 7 Ma), la tectónica de cabalgamientos debida al desplazamiento del Dominio Cortical de Alborán, así como la extensión a lo largo de fallas de bajo ángulo cesa y da paso a una tectónica dominada por la compresión NO-SE, que produce pliegues amplios de dirección E-O, tanto en las Béticas como en el Rif y fallas de salto en dirección, principalmente en Alborán y las Béticas Orientales (e.g. Augier et al., 2005).

Esteban et al. (1996) y Braga et al. (2003) muestran mapas paleogeográficos para el Tortoniense superior, Tortoniense terminal y Mesiniense medio-superior, basados en la cartografía de sedimentos litorales y arrecifes para cada una de las edades. Los mapas de Esteban et al. (1996) corresponden a las Béticas y el Rif (Fig. 4.12 A), mientras que los de Braga et al. (2003) se centran en la Cordillera Bética (Fig. 4.12 B). Braga et al. (2003) asigna una edad de 8,5 a 7,5 Ma para los sedimentos del Tortoniense superior, 7,2 Ma para el Tortoniense terminal y entre 6,36 y 5,5 Ma para el Mesiniense. Andeweg (2002) presenta reconstrucciones para el Tortoniense (9 Ma) y Mesiniense (6 Ma) para Iberia y N de África. Por último Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996) realizan reconstrucciones palinspásticas para la Cordillera Bética en el Tortoniense inferior y superior.

Debido a que el registro sedimentario a lo largo del Mioceno superior se encuentra mejor preservado que durante el Mioceno inferior y medio, las distintas reconstrucciones para una misma edad presentan un mayor parecido a nivel regional en cuanto a áreas emergidas. En general se observa que las áreas emergidas son mínimas durante los 8,5-7,5 Ma, coincidiendo con el máximo en la transgresión marina del Tortoniense que duró hasta los 7,2 Ma (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). En esta edad (entre 8,5 y 7,2 Ma), las Zonas Externas Béticas se encontraban por lo general emergidas, formando parte del continente como continuación del Macizo Ibérico (Soria et al., 1999; Braga et al., 2003). Existía comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo a través de la conexión entre la Cuenca del Guadalquivir y las cuencas intramontañosas en las Béticas y a través del Corredor del Rif (Fig. 4.12). A partir de los 7,2 Ma, las paleogeografías muestran una paulatina emersión que da lugar a la continentalización de las cuencas y a la interrupción de la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo en el Mesiniense superior.

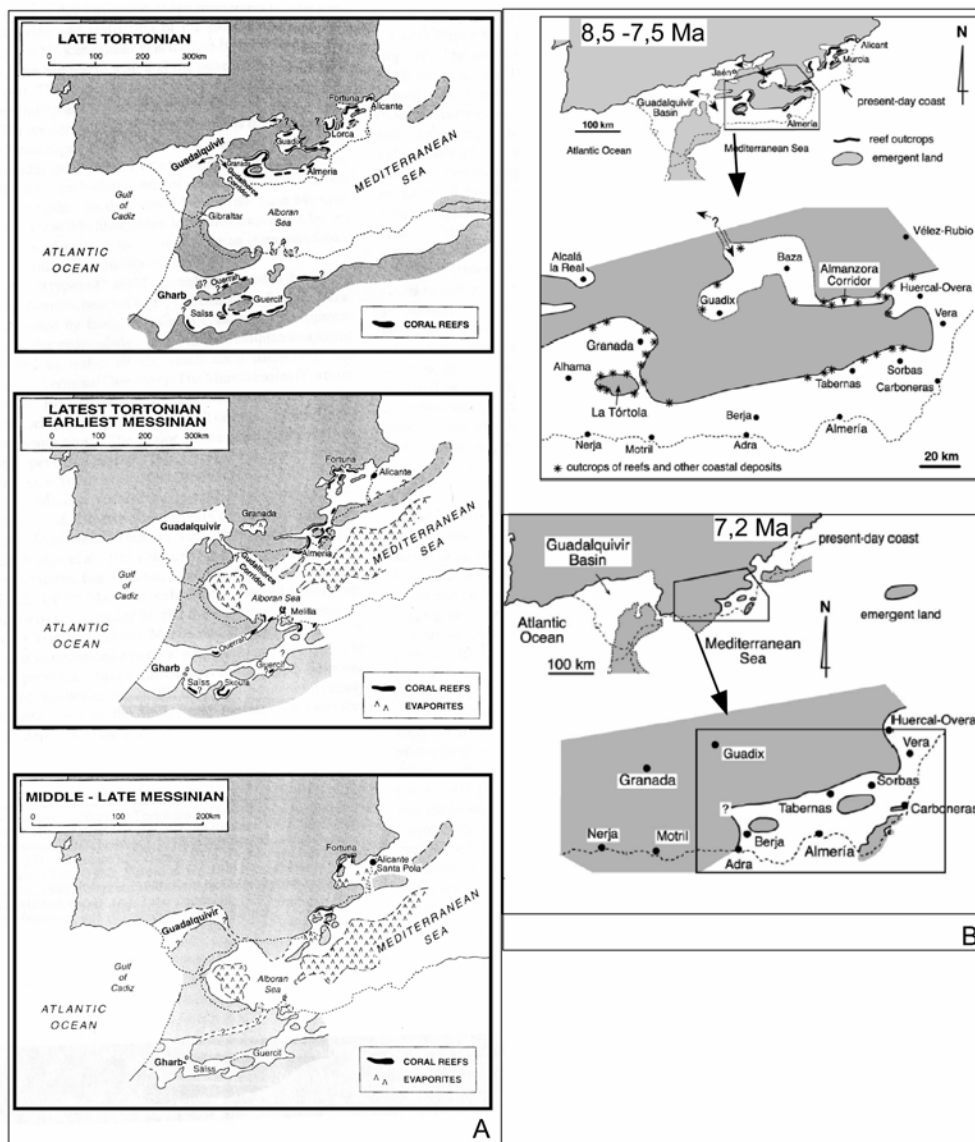


Fig. 4.12 A Reconstrucciones paleogeográficas de Esteban et al. (1996) para el Mioceno superior. B Reconstrucciones paleogeográficas de Braga et al. (2003) para el Mioceno superior.

Durante el Mioceno superior se produce un aumento en la descarga de sedimentos en la totalidad de las cuencas (Tabla 4.1). En la cuenca de Alborán se han distinguido las tasas de sedimentación de la Unidad III (de 9 a 6,7 Ma) y las de la Unidad II (de 6,7 a 5,3 Ma). En esta cuenca, en el Tortoniense (entre 9 Ma y 6,7 Ma) se produce un aumento de la contribución sedimentaria distribuida además en una mayor área (Tabla 4.1). Los sedimentos de esta edad corresponden a una secuencia *post-rift* (Comas et al., 1992; Comas et al., 1999) que se deposita en un área mucho más extensa una vez se colmatan las cuencas

extensivas de la etapa anterior. El aumento en la producción de sedimentos no deriva de un aumento en el relieve, ya que esta etapa coincide con la transgresión marina del Tortonense, donde gran parte de las Zonas Internas que rodean el Mar de Alborán quedan invadidas por un mar somero, quedando los relieves reducidos a islas (Fig. 4.12). Esta transgresión parece responder a una subsidencia tectónica regional que se registra igualmente en la Cuenca de Alborán (Rodríguez-Fernández et al., 1999), dando lugar a un aumento del espacio de acomodación en esta cuenca. El origen de esta subsidencia puede deberse al ajuste isostático en respuesta al paulatino adelgazamiento cortical causado por la extensión del Mioceno inferior y medio, activa hasta el Tortonense superior, o bien a la presencia de una carga litosférica que mantiene los terrenos de Alborán por debajo del nivel de compensación isostática.

Las altas tasas de sedimentación en la Cuenca de Alborán durante el Mesiniense (6,7 a 5,3 Ma) están sujetas a los cambios paleogeográficos. Estos cambios suponen por un lado un aumento del relieve y de los aportes detríticos, y por otro el cierre de los corredores que da lugar a unas condiciones restrictivas en todo el Mediterráneo con la consiguiente sedimentación de depósitos carbonáticos y evaporíticos en amplias regiones de la Cuenca Mediterránea. Por otro lado, la evolución tectónica de las cuencas de antepaís da lugar a una etapa de subsidencia rápida entre los 10,4 y los 8 Ma en la Cuenca del Guadalquivir (Hanne et al., 2003) y en el límite entre el Tortonense y el Mesiniense en la Cuenca del Rharb (Barbieri y Gabriele Ori, 2000). Además, en el Tortonense se forman las cuencas intramontañosas entre las distintas sierras.

Por tanto, el aumento en la contribución sedimentaria que se registra en las cuencas durante el Mioceno superior, responde por un lado a un incremento en el espacio de acomodación: subsidencia tectónica no asociada a extensión en Alborán durante el Tortonense, formación de fallas normales que limitan las cuencas intramontañosas y flexión litosférica en el Guadalquivir y el Rharb. Por otro lado se produce un aumento del relieve en las Béticas y el Rif a partir del Tortonense superior que continúa hasta la actualidad (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004).

Las tasas de erosión para el Mioceno superior se han calculado tomando los resultados de volúmenes equivalentes rocosos que se han calculado a partir del registro sedimentario (Capítulo 2). Estos resultados se han dividido por las áreas emergidas que se extraen de las reconstrucciones paleogeográficas. Las cuencas centrales de Granada y Guadix-Baza reciben sedimentos procedentes de

la erosión tanto de las Zonas Internas como de las Zonas Externas. Se ha establecido un área de procedencia para estas cuencas y la Cuenca de Alborán que incluye la totalidad de las Zonas Internas y parte de las Externas (Fig. 4.13). La suma de los productos sedimentarios de estas cuencas es de 24.800 km³ aproximadamente, que se depositan entre los 9 Ma y los 5,3 Ma. El área de procedencia de estos sedimentos al final del Mioceno superior (Mesiniense superior) es de 68.000 km², según las paleogeografías (Fig. 4.13), que implica una velocidad de erosión de alrededor de 0,1 mm/a.

El área emergida restante es de 42.000 km² (Fig. 4.13), cuyos productos erosivos se vierten a las cuencas de antepaís y el Margen Atlántico (alrededor de 33.300 km³) en el intervalo entre los 11,6 Ma y los 5,3 Ma. El resultado de la velocidad de erosión para esta área externa es igualmente de 0,1 mm/a.

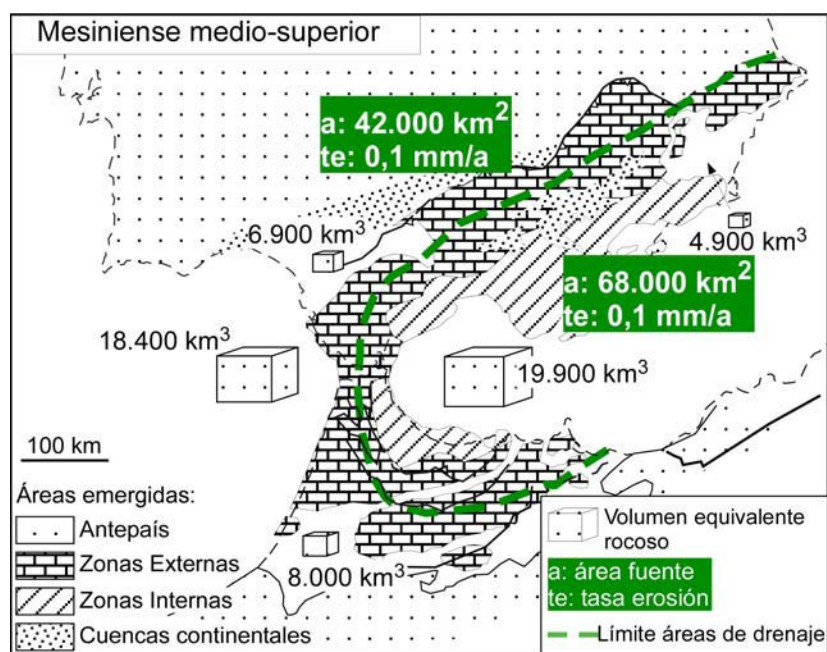


Fig. 4.13 Tasas de erosión durante el Mioceno superior, volúmenes equivalentes rocosos y áreas de procedencia aproximadas a partir de la reconstrucción paleogeográfica modificada de Esteban et al. (1996) para el Mesiniense medio-superior.

Las áreas emergidas sufren variaciones importantes a lo largo del Mioceno superior, especialmente en la región de las Zonas Internas. El área de procedencia de las cuencas intramontañosas y Alborán pasa de alrededor de 43.000 km² en el Tortoniense superior a aproximadamente 68.000 km² en el Mesiniense superior según las reconstrucciones (Fig. 4.14). En la Cuenca de

Alborán se realizó una división de los volúmenes sedimentarios del Mioceno superior, que una vez convertidos a volúmenes rocosos son de 10.500 km^3 para el Tortoniense (entre 9 Ma y 6,7 Ma) y de 9.400 km^3 para el Mesiniense (entre 6,7 Ma y 5,3 Ma). Las velocidades de erosión rocosa que se infieren de estos volúmenes y las áreas de procedencia, dan el mismo resultado ($0,1 \text{ mm/a}$) tanto para el Tortoniense como para el Mesiniense (Fig. 4.14). Teniendo en cuenta que parte del volumen sedimentario de la cuenca de Alborán durante el Mesiniense comprende sedimentos depositados por precipitación química, la tasa de erosión para esta edad será algo menor.

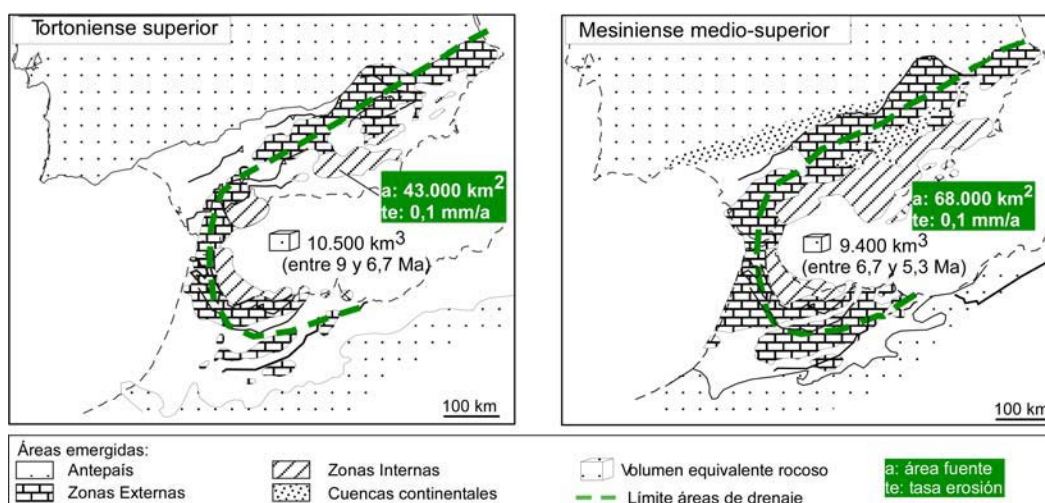


Fig. 4.14 Tasas de erosión en el interior del orógeno para el Tortoniense y el Mesiniense. Volúmenes equivalentes rocosos a partir de los volúmenes sedimentarios de la Cuenca de Alborán para el Tortoniense superior (entre 9 y 6,7 Ma) y el Mesiniense (entre 6,7 y 5,3 Ma). Áreas de procedencia aproximadas a partir de la reconstrucción paleogeográfica modificada de Esteban et al. (1996) para el Tortoniense y el Mesiniense medio-superior.

Por tanto, a pesar de que el área emergida aumenta de manera considerable a lo largo del Mioceno superior, la velocidad a la que se erosiona el área emergida se mantiene constante o disminuye ligeramente durante el Mesiniense. Considerando que las condiciones climáticas no varíen de manera importante a lo largo del Mioceno superior, estos resultados pueden estar indicando que la velocidad a la que se produce el levantamiento y la formación del relieve en estas áreas resulta de una magnitud similar durante el Tortoniense y durante el Mesiniense.

4.2.3.- Plioceno y Cuaternario

A lo largo del Plioceno y el Cuaternario las cuencas de antepaís fueron emergiendo paulatinamente a medida que la línea de costa se fue retirando hacia el Oeste. En la Cordillera Bética las cuencas de Campo de Dalías, Níjar, Vera y una parte de la cuenca Alicante-Cartagena, se encontraban conectadas al mar hasta el Plioceno superior, al igual que las regiones más cercanas a la costa de las cuencas del Rif. Tan sólo durante una breve transgresión marina que tuvo lugar en el Plioceno inferior, el mar ocupó cuencas más internas como la de Sorbas o Fortuna (Garcés et al., 2001; Braga et al., 2003).

En el intervalo Plioceno-Cuaternario, las tasas de sedimentación muestran un importante aumento en el Margen Atlántico que pasa a ser la principal cuenca receptora durante este periodo de tiempo (Tabla 4.1). El resto de las cuencas, principalmente las situadas en las áreas que emergen, sufren un descenso en el volumen de sedimentación.

El área emergida actual en las Béticas y el Rif es de aproximadamente 155.400 km². Esta área es la que se ha utilizado para calcular la tasa de erosión del último intervalo calculado, desde el Plioceno hasta la actualidad. Los sedimentos suman un volumen de 51.700 km³, lo que indica una erosión media de 0,332 km desde hace 5,3 Ma a la actualidad. La tasa de erosión media obtenida es de 0,06 mm/a. Se ha realizado una divisoria a partir de la red de drenaje actual y se obtiene un área de procedencia de 40.700 km² para los sedimentos que se depositan en el Mar de Alborán (Fig. 4.15). Según esta zonificación, los 16.800 km³ de sedimentos de la Cuenca de Alborán, implican una velocidad de erosión en esta área de 0,07 mm/a. La erosión en el resto del orógeno produciría 35.000 km³ de sedimentos que indican una velocidad de erosión algo menor, de 0,05 mm/a (Fig. 4.15). Por tanto, a pesar de que la contribución sedimentaria es menor en la Cuenca de Alborán que en el total del resto de las cuencas durante el Plio-Cuaternario, las tasas de erosión de los relieves circundantes son mayores (0,07 mm/a frente a los 0,05 mm/a de las áreas que drenan al Atlántico), debido a que el gradiente topográfico en esta vertiente es considerablemente mayor.

Estos resultados indican que la velocidad de erosión en el Plioceno y el Cuaternario (entre 0,05 y 0,07 mm/a) disminuye con respecto al Mioceno superior (con 0,1 mm/a). Durante el Plioceno y Cuaternario se produjeron cambios climáticos importantes en el planeta que dieron lugar a glaciaciones. Si bien la contribución a la erosión debida a las glaciaciones, puede estar

enmascarada en el caso del orógeno Bético-Rifeño, debido a que en el Mioceno superior no se alcanza una situación de equilibrio, sino que representa un periodo en el que el levantamiento tectónico es más vigoroso que durante el Plioceno y Cuaternario, en otras regiones del planeta el cambio climático representa un aumento de entre 2 y 10 veces en la sedimentación (Peizhen et al., 2001). En las Béticas y el Rif, tan sólo en el Margen Atlántico se produce un aumento en la contribución, mientras que en la Cuenca de Alborán las aportaciones decrecen, al igual que el tamaño de grano de los sedimentos. Por tanto, el aumento de la sedimentación en el margen Atlántico no es comparable al que se registra en otras regiones del planeta (incluidos algunos orógenos activos) y no va acompañado de un aumento en la erosión de las zonas emergidas. Estos resultados indican que los cambios climáticos ocurridos a lo largo del Plioceno y el Cuaternario no son en la región de estudio un factor determinante en la erosión, debido probablemente a la latitud y a la orografía más suave que en otros orógenos Alpinos.

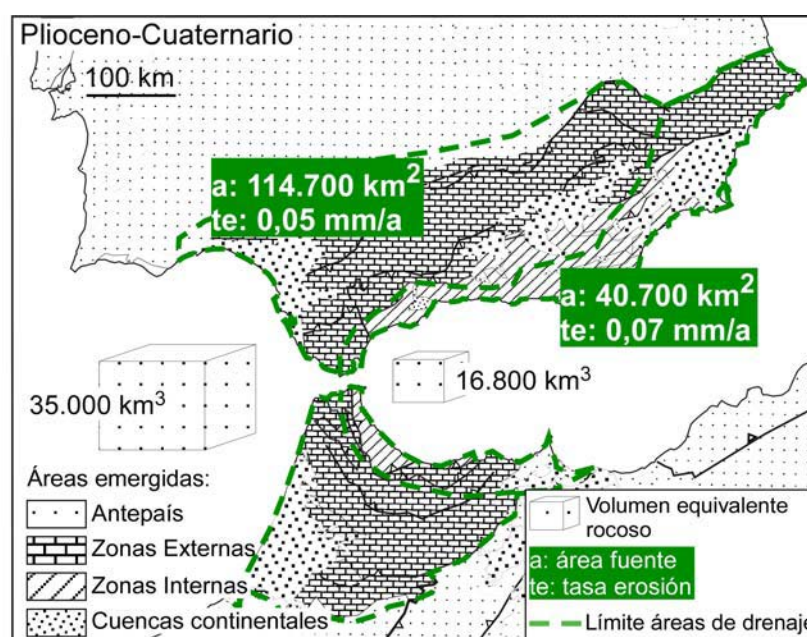


Fig. 4.15 Tasas de erosión durante el Plioceno y el Cuaternario, volúmenes equivalentes rocosos y áreas de procedencia aproximadas a partir del mapa geológico y topográfico actual.

Los ríos Guadalquivir y Rharb desaguan en el Margen Atlántico y a lo largo del Plio-Cuaternario, aumentan su área de drenaje debido al incremento de la topografía subaérea y a la captura de otras cuencas, como por ejemplo las del río Genil y el Guadiana menor en el Pleistoceno por el Guadalquivir (Ruíz-Bustos

et al., 1990; Martín-Penela, 1987). El incremento en el flujo de sedimentos hacia el Margen Atlántico, es el resultado de la existencia de una cada vez más extensa topografía subaérea y del desarrollo de un sistema fluvial efectivo durante este periodo de tiempo.

4.3 MOVIMIENTOS VERTICALES DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR Y EL PLIOCENO

A partir del Mioceno superior, el desarrollo de las cuencas intramontañosas que se encuentran distribuidas entre las distintas sierras a lo largo de la Cordillera Bética y en menor grado en el Rif, permite un control estratigráfico casi continuo a lo largo de todo el orógeno. Estas cuencas presentan una evolución en la que comienzan siendo marinas y emergen en distintos momentos entre el Mioceno superior y el Plioceno dependiendo de su posición. En el relleno sedimentario de estas cuencas existen niveles estratigráficos que pueden ser tomados como niveles de referencia para evaluar los movimientos verticales, como la superficie de transición entre los sedimentos marinos y continentales, o los sedimentos marinos someros.

Con el fin de calcular los movimientos verticales de la región de estudio se han compilado en primer lugar, mapas publicados en los que se muestra la distribución de la altura actual de unidades sedimentarias cuya edad y paleobatrimetría es conocida.

La compilación de mapas proviene principalmente de los trabajos de Braga et al. (2003), y Sanz de Galdeano y Alfaro (2004). Braga et al. (2003) toman las alturas actuales de arrecifes coralinos y otros sedimentos litorales, además de depósitos de plataforma somera, a los que aplican una corrección debida a la diferencia del nivel eustático entre el nivel actual y el del momento de su deposición. Obtienen cinco mapas para diferentes edades desde el Tortoniense inferior hasta el Plioceno inferior indicando las alturas a las que se encuentran estos depósitos actualmente.

De una manera similar, Sanz de Galdeano y Alfaro (2004) utilizan las calcarenitas del Tortoniense superior, con una paleobatrimetría cercana al nivel del mar, y presentan un único mapa para estimar los levantamientos ocurridos desde el momento de su depósito. El mapa de altitud actual de los sedimentos marinos tortonienses que publican, abarca toda la Cordillera Bética, ya que además de utilizar datos distribuidos por la cordillera, extrapolan la información a

las zonas en las que no existen sedimentos de este tipo, a partir del mapa topográfico actual.

En esta tesis se han integrado todos los datos de altitud actual de los sedimentos marinos someros utilizados en estos trabajos y se han completado con nuevos datos. Entre los datos nuevos que se aportan, se encuentran los de la Cordillera del Rif, además de los extraídos del interior de las cuencas intramontañosas de las Béticas. Los datos nuevos se han obtenido a partir de los mapas geológicos y cortes geológicos publicados por el IGME y de la bibliografía utilizada en el Capítulo 2. Los nuevos datos son de tres tipos:

1) En primer lugar se utilizó el tránsito marino-continental en el interior de las cuencas como nivel de referencia. Su posición topográfica actual indica el cambio en la posición vertical. El tránsito marino-continental presenta una edad distinta para las distintas cuencas estudiadas. Los valores absolutos de movimientos verticales obtenidos, no tienen en cuenta la compactación de los sedimentos que contribuyen con signo negativo a la elevación tectónica y por tanto los resultados hacen referencia únicamente al cambio de posición vertical de las rocas (“rock uplift” de England y Molnar (1990) o “bedrock uplift” de Burbank y Anderson (2001)).

2) Al igual que en los trabajos de Braga et al. (2003), y Sanz de Galdeano y Alfaro (2004), se tomó la altitud actual de afloramientos de los sedimentos marinos someros o de plataformas con una paleobatimetría cercana al nivel del mar.

3) Por último se consideraron los sedimentos marinos en los que no se tenía información precisa de la paleobatimetría. En este caso se ha tomado la altitud actual de la parte más alta de los sedimentos marinos aflorantes. De este modo, pese a no conocerse la posición del tránsito marino-continental, se tiene una estimación mínima del levantamiento sufrido por estos depósitos.

Los mapas resultantes se presentan para cuatro estadios temporales que abarcan desde el Tortoniense inferior hasta el Plioceno inferior (Fig. 4.16, 4.17, 4.18, 4.20 y 4.21). Estos mapas hacen referencia a la altitud actual de sedimentos de edad conocida, situados a nivel del mar en el momento de su depósito, e indican por tanto el cambio en la posición vertical de distintos puntos de la superficie terrestre.

Las variaciones del nivel eustático global del mar se encuentran en su

mayoría dentro del error en la estimación de la paleobatimetría de los sedimentos que se han utilizado como indicadores. En cuanto a los sedimentos litorales y arrecifales, Braga et al. (2003) estiman que el error en la paleobatimetría se encuentra alrededor de los ± 30 m. Tan sólo durante el Plioceno inferior el nivel eustático está por encima de 50 m y en el Tortoniense inferior por debajo de 100 m (Haq et al., 1987). Por ello, tan sólo se han hecho correcciones a la hora de estimar las tasas de levantamiento rocoso para los sedimentos del Tortoniense inferior y del Plioceno inferior. No obstante, la curva de nivel eustático se ha tenido en cuenta a la hora de establecer las causas eustáticas o tectónicas de la transición marino-continental.

Tortoniense inferior (11,6-11 Ma)

El límite entre el Mioceno medio y el superior en el registro sedimentario en la Cordillera Bética, viene marcado por un importante hiato (Soria, 1998; Rodríguez-Fernández et al., 1999) que según las distintas regiones, se prolonga hasta los 7,2 Ma. Igualmente en el Rif, los primeros sedimentos marinos que rellenan las cuencas intramontañosas se han datado en el Tortoniense superior (Krijgsman et al., 1999). Por ello este primer mapa de altitud actual de sedimentos marinos para el Tortoniense inferior (aproximadamente entre 11,6 y 11 Ma) muestra únicamente valores en la región de las Cuencas Prebéticas donde la sedimentación es continua en el tránsito Mioceno medio/superior. La transición marino-continental se produce en el límite Serravaliense/Tortoniense, donde un ambiente marino somero da paso a condiciones sedimentarias fluvio-lacustres (Calvo, 1978; Elízaga y Calvo, 1988). Los datos se han tomado de los mapas 1:50.000 publicados por el IGME.

Las alturas expresadas en la Fig. 4.16 (B), son las de la superficie de contacto entre los sedimentos marinos y la base de los continentales. El valor máximo obtenido indica una altura de alrededor de 1.000 m, aunque estos sedimentos en las zonas adyacentes se encuentran erosionados y no se descarta que el levantamiento máximo haya sido mayor. Los sedimentos miocenos en estas cuencas se encuentran plegados siguiendo la estructura y en los ejes sinclinales, la altura de esta superficie se encuentra entre 500 y 700 m.

El límite Serravaliense/Tortoniense se caracteriza por un marcado descenso del nivel del mar de aproximadamente 117 m. La emersión de las cuencas de esta región, podría estar causada únicamente por el cambio de nivel eustático, o bien por una combinación del descenso del nivel del mar y un

levantamiento de origen tectónico. La estructura y geometría de estas cuencas, indica que se trata de cuencas de tipo *piggy back* asociadas a los cabalgamientos de las Unidades Prebéticas, al contrario que el resto de las cuencas intramontañas que presentan una estructura y evolución diferente. Estos cabalgamientos son activos hasta el Tortonense superior, por lo que parece probable, que al menos parte del relieve de esta región se originara como consecuencia de la tectónica de cabalgamientos y que por tanto ésta contribuyera a la emersión de la región Prebética en el Tortonense inferior.

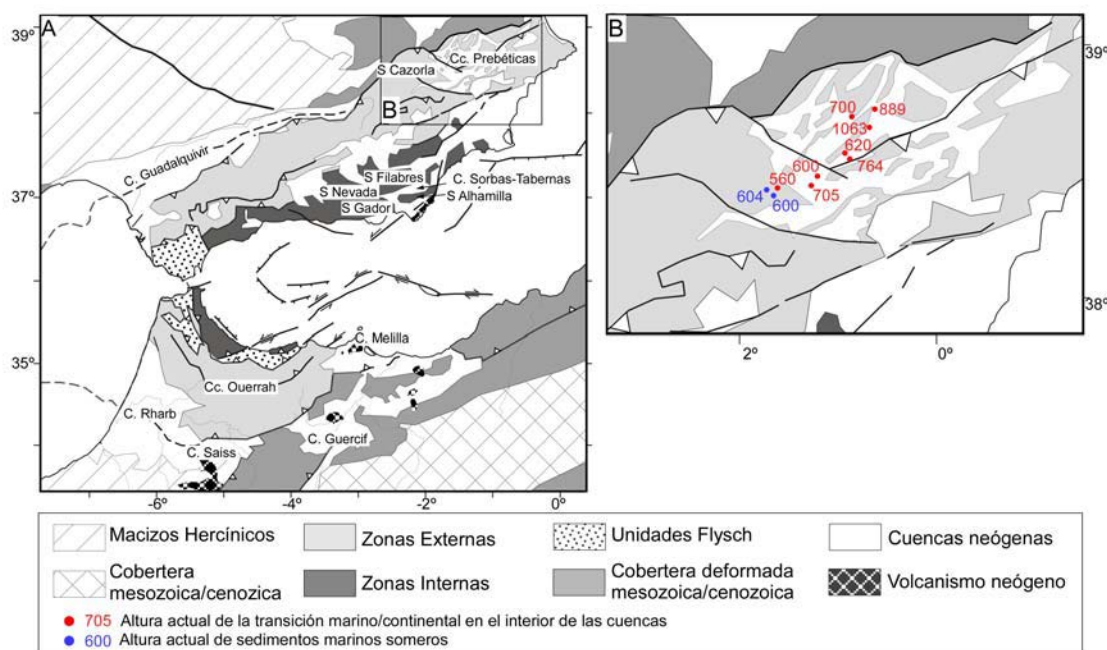


Fig. 4.16 A Mapa geológico de la cordillera Bética y el Rif. B Altura actual en metros de sedimentos marinos del Tortonense inferior (11,6 Ma-11Ma).

Restando la diferencia entre el nivel del mar original y el actual, la tasa de levantamiento máxima registrada en esta región desde el Tortonense inferior hasta la actualidad, es de 84 ± 3 m/Ma.

Tortonense Superior (8,5-7,2 Ma)

En el Tortonense superior, entre los 8,5 y los 7,2 Ma, una transgresión marina dejó sedimentos someros en una región muy amplia de la Cordillera Bética y del Rif (Rodríguez-Fernández, 1982; Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2006; Krijgsman et al., 1999). Las Figs. 4.17 y 4.18 muestran la elevación actual de los sedimentos marinos someros depositados durante dicha transgresión. Estos sedimentos incluyen fundamentalmente calcarenitas

tortonienes (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004; Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2006), además de arrecifes y otros sedimentos litorales siliciclásticos (Braga et al. 2003; Krijgsman et al., 1999). Asimismo, en el mapa se han incluido datos de la posición actual de la transición marino-continental una vez el mar comienza a retirarse en algunas de las cuencas, como las cuencas de Granada, Guadix-Baza y Fortuna. En la Cuenca del Guadalquivir, los sedimentos de esta edad representan una paleobatimetría mayor y por tanto la posición topográfica actual de estos sedimentos indica un mínimo en el levantamiento.

Los datos proceden tanto de la amplia recopilación de afloramientos presentada por previos autores (Braga et al., 2003 y Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) (Fig. 4.17 B, C y D), como de datos nuevos añadidos a partir de mapas geológicos, cortes geológicos y perfiles sísmicos utilizados para el cálculo de los volúmenes en el Capítulo 2.

Los mapas de las figuras 4.17 (B) y (C), pertenecen al trabajo de Braga et al. (2003). Estos mapas diferencian entre los sedimentos de edades comprendidas entre los 8,5 y 7,5 Ma, que abarcan una mayor extensión (Fig. 4.17 C) y los depósitos marinos de edad posterior (7,2 Ma), que afloran en la región SE de las Béticas (Fig. 4.17 B). En la Fig. 4.17 (D) que pertenece al trabajo de Sanz de Galdeano y Alfaro (2004), las altitudes mostradas comprenden todos los sedimentos del Tortonense superior entre los 8,5 y los 7,2 Ma. Además, en la cuenca del Guadalquivir incluyen sedimentos del Serravaliense y Tortonense inferior y en las Zonas Prebéticas del Serravaliense y el Tortonense sin diferenciar, para completar el mapa en la región más septentrional de las Béticas. Consideran, que en un estudio de carácter regional, esta diferencia en edad no es significativa (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Sin embargo, precisamente entre el Tortonense inferior y el superior se producen cambios tectónicos importantes en el orógeno, donde tanto la tectónica de cabalgamientos de las Zonas externas, como los despegues extensionales de las Zonas Internas finalizan. Por ello en este trabajo se han diferenciado las altitudes actuales de los sedimentos marinos someros del Tortonense superior (Fig. 4.18 E y G), entre los 8,5 y los 7,2 Ma, mientras que los del límite Serravaliense/Tortonense inferior se encuentran representados en la figura anterior (Fig. 4.16). Estos mapas (Fig. 4.18 E y G), contienen la recopilación de los mapas anteriores, así como nuevos datos, principalmente del interior de las cuencas intramontañosas.

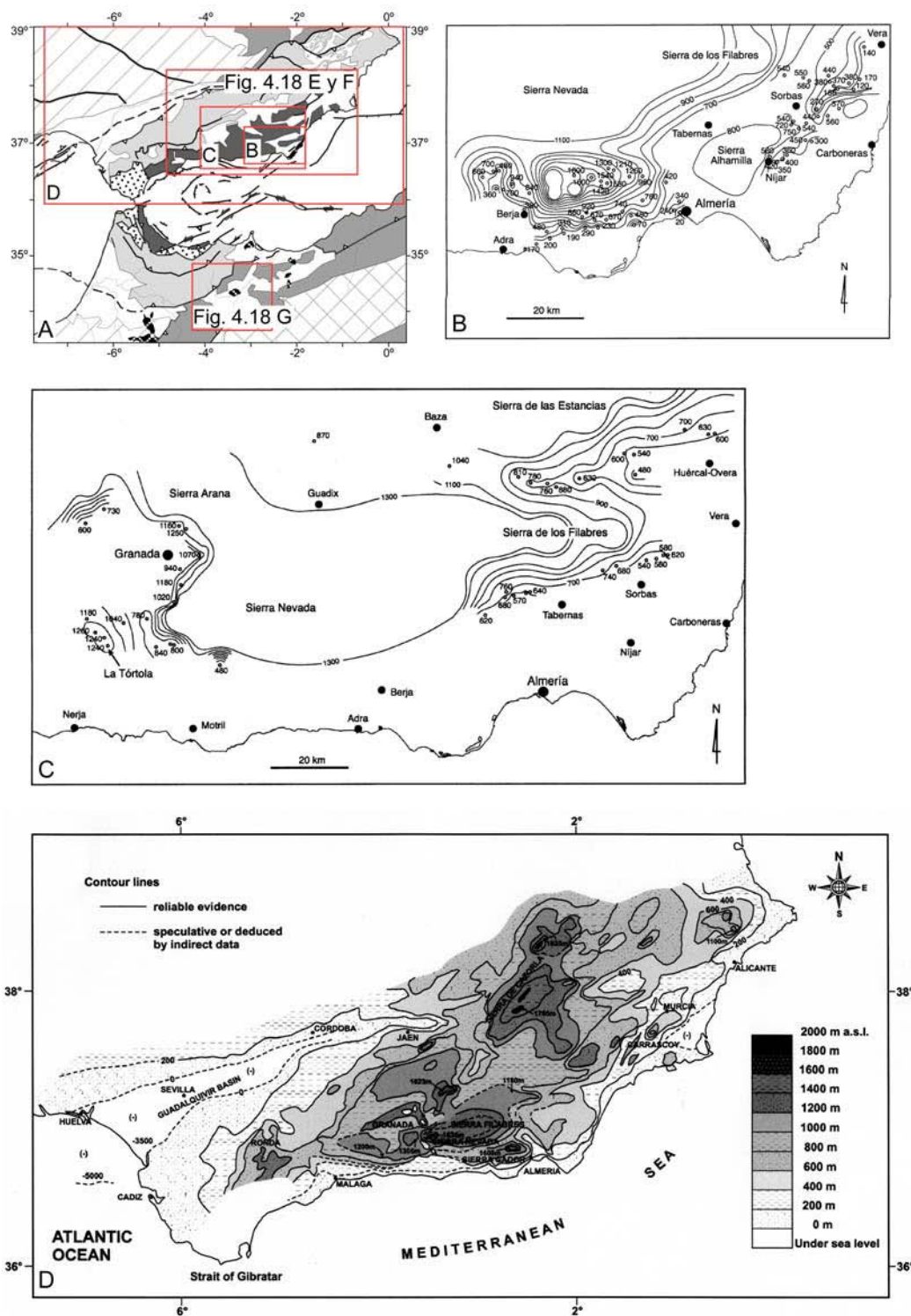


Fig. 4.17 **A** Mapa tectónico de la cordillera Bética y el Rif, indicando la localización de los sucesivos mapas. **B** De Braga et al. (2003). Altitud en metros de afloramientos de sedimentos marinos del Tortoniense superior (alrededor de 7,2 Ma). **C** De Braga et al. (2003). Altitud en metros de afloramientos de sedimentos marinos del Tortoniense superior (alrededor de 8,5-7,5 Ma). **D** De Sanz de Galdeano y Alfaro (2004). Mapa de altitud de sedimentos marinos tortonienses.

En la Cordillera del Rif no se dispone de dataciones tan precisas en algunos de los afloramientos del Mioceno superior, como en la Cordillera Bética. La información recogida se limita a sedimentos marinos someros que se encuentran aflorando en el borde S de la Cuenca de Guercif (Fig.4.18 G).

Los distintos mapas de las Figs. 4.17 y 4.18 muestran que los sedimentos marinos del Tortoniense superior se extendían más allá de las cuencas intramontañosas y afloran actualmente en algunas de las culminaciones de las sierras de la Cordillera Bética, indicando que el relieve a esa edad era suave y que una amplia zona se encontraba bajo el nivel del mar.

El mapa de la Fig. 4.18 (E) donde se indican las elevaciones actuales de sedimentos del Tortoniense superior en la Cordillera Bética (entre 8,5 y 7,2 Ma) coincide a grandes rasgos con los presentados por Sanz de Galdeano y Alfaro (2004) (Fig. 4.17 D) y Braga et al. (2003) (Fig. 4.17 B y C). Sin embargo, abarca una mayor área que el de Braga et al. (2003) y presenta un mayor detalle en el interior de las cuencas que ambos trabajos anteriores. Por otro lado, Sanz de Galdeano y Alfaro (2004) extrapolan la información a áreas donde no existen afloramientos siguiendo la topografía, en base a que consideran que la totalidad del relieve actual se ha generado a partir de esta edad. Además, el mapa de Sanz de Galdeano y Alfaro (2004) se extiende a áreas más septentrionales ya que incluyen sedimentos del límite Serravaliense/Tortoniense. El mapa de la Fig. 4.18 (E) muestra las elevaciones de sedimentos marinos del Tortoniense superior únicamente en las zonas donde existen datos, con el fin de evitar sobrestimar el levantamiento ocurrido en áreas que se encontraban emergidas con anterioridad.

El mapa de las alturas actuales de los sedimentos someros y de la superficie de transición marino-continental, reproduce los contornos de las Sierras de la Cordillera Bética (Fig. 4.18 E y F). En la Sierra de Gádor estos sedimentos afloran incluso en la culminación de la sierra, indicando que en el Tortoniense superior toda la zona que actualmente se encuentra plegada formando un antiforme, se encontraba bajo el nivel del mar. En las estribaciones de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, los afloramientos de sedimentos marinos más elevados se encuentran a 1830 y 1200 respectivamente. Es posible que los levantamientos máximos hayan sido mayores y que el registro sedimentario haya sido erosionado. No obstante, según las paleogeografías de Braga et al. (2003) en la posición de estas sierras, ya existía cierto relieve que formaba islas rodeadas por un mar somero.

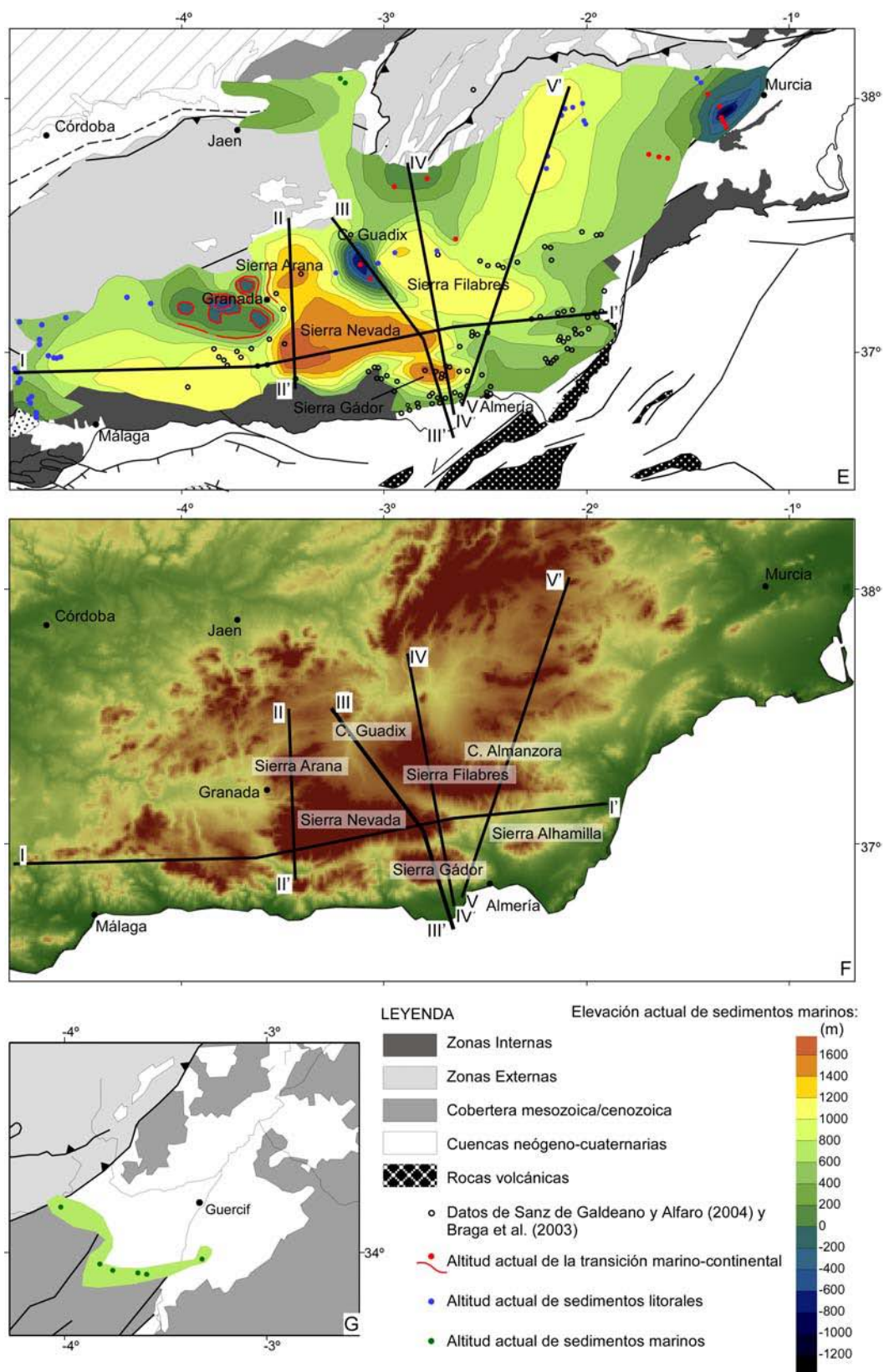


Fig. 18 E Altitud actual de sedimentos marinos someros y de la transición marino-continental del Tortonense superior (8,5-7,2 Ma) en la Cordillera Bética y posición de los cortes de la Fig. 4.19. Los datos corresponden a la recopilación de los mapas

anteriores (puntos de color negro), completados con nuevos datos (puntos de color rojo azul y verde). **F** Topografía actual de la Cordillera Bética. **G** Altitud actual de sedimentos marinos someros del Tortonense superior (8,5-7,2 Ma aproximadamente) en la Cuenca de Guercif.

Hacia el interior de las cuencas, donde los datos disponibles se refieren a la superficie de transición marino-continental, el mapa de altitud muestra una rápida disminución de la elevación. Se observa que en las partes centrales de algunas de las cuencas (Granada, Guadix y el límite entre Fortuna y Alicante-Cartagena), donde se acumulan los mayores espesores sedimentarios, la altitud del nivel de transición marino-continental es negativa y por tanto indica subsidencia. Las zonas subsidentes coinciden con la presencia de fallas normales o transcurrentes, que son activas durante el plegamiento y el levantamiento regional de la Cordillera Bética. Esta subsidencia es máxima en las inmediaciones de la falla Alhama de Murcia, donde la superficie de transición marino-continental que en el Tortonense superior se encontraba a cero, llega a alcanzar los 1500 m por debajo del nivel del mar.

De este mapa se infiere que el levantamiento y formación del relieve en las Béticas Centrales, se produjo con posterioridad al Tortonense superior por plegamiento (Fig. 4.18 E y 4.19). Los ejes de los antiformes coinciden o son paralelos a las máximas alturas en las sierras (Fig. 4.18 E y 4.19). Las máximas elevaciones topográficas actuales coinciden con Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, cuyo levantamiento se debe principalmente a esta fase de plegamiento que comenzó en el Tortonense superior, aunque estas sierras constituían islas que indican la existencia de cierto relieve anterior.

El levantamiento máximo debido a esta fase de plegamiento, es de al menos 1.800 m en Sierra Nevada y 1.200 m en Sierra de los Filabres. Los sinclinatorios de esta fase de deformación coinciden con las zonas centrales de las cuencas sedimentarias donde el levantamiento es menor, o donde se produce subsidencia por efecto de la actividad de fallas normales o transcurrentes. La transición marino-continental de las cuencas centrales (Granada, Guadix-Baza, Fortuna y Lorca), se produjo al final del Tortonense, como consecuencia del plegamiento que elevó las sierras adyacentes y los bordes de estas cuencas, causando el aislamiento de las mismas. En el caso de Fortuna, el movimiento de la falla Alhama de Murcia dio lugar a un alto estructural que causó el aislamiento

de esta cuenca (Garcés et al., 2001). La invasión marina que se produjo más tarde, en el Plioceno inferior, dejó sedimentos marinos someros en esta cuenca, lo que indica que su emersión en el Tortoniano superior se debe a una barrera estructural, más que a un levantamiento de la cuenca (Garcés et al., 2001).

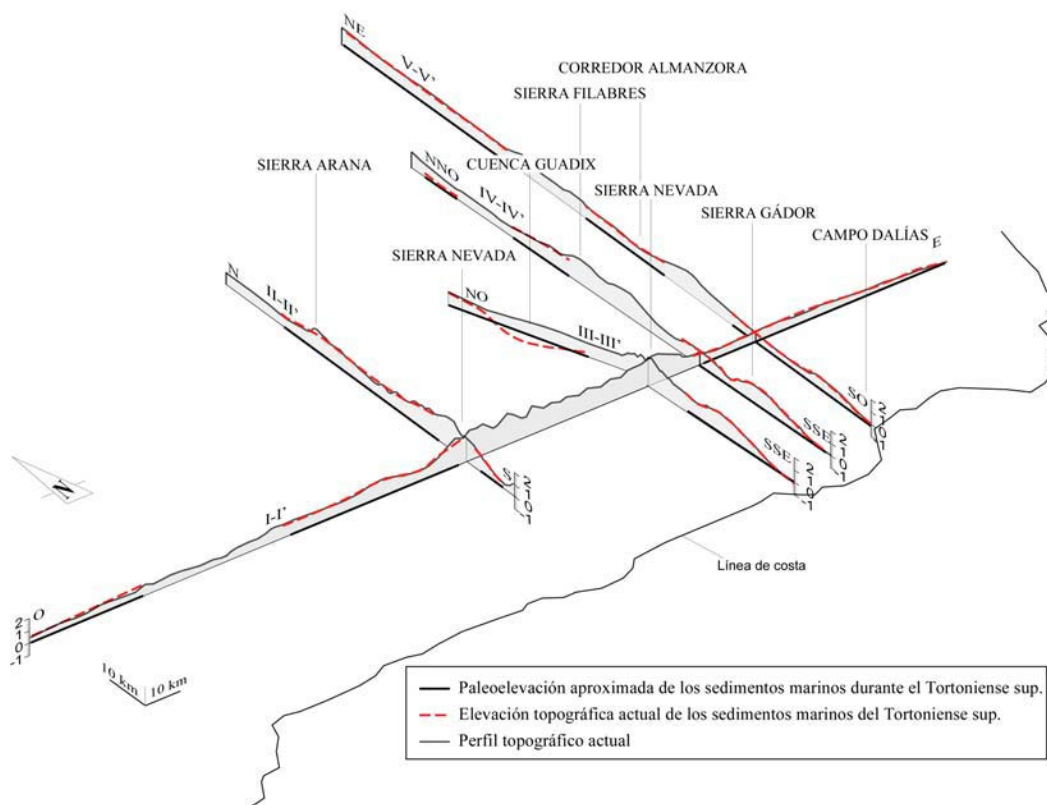


Fig. 4.19 Perfiles que muestran la topografía actual y la altitud actual de los sedimentos marinos someros del Tortoniano superior. Situación de los perfiles en la Fig. 4.18 E y 4.18 F. Los perfiles muestran que estos sedimentos formaban una superficie inicialmente plana y situada a nivel del mar, que se encuentra actualmente plegada.

Según las dataciones estratigráficas, los sedimentos más jóvenes que se encuentran en las inmediaciones de Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, así como en las Cuencas de Granada, Guadix-Baza, Fortuna y Lorca, presentan una edad de entre 7,6 y 7,5 Ma (Garcés et al., 2001; Braga et al., 2003), mientras que a los sedimentos marinos de la Sierra de Gádor se les ha asignado una edad de 7,2 Ma. En las inmediaciones de Sierra Alhamilla, la sedimentación marina continúa durante el Mesiniense. Estos datos indican que el levantamiento comienza en Sierra Nevada y Filabres, a continuación emerge la Sierra de Gádor y por último la Sierra Alhamilla.

Mesiniense (6,65-6 Ma)

Se han representado las altitudes actuales de los sedimentos marinos del Mesiniense en tres zonas diferentes (Fig. 4.20). Por un lado en la región oriental de la Cuenca del Guadalquivir, las litologías de esta edad comprenden calcarenitas con intercalaciones de margas y limos. Estos sedimentos se depositaron en una plataforma marina somera en el borde S de la cuenca, mientras que hacia el centro y N de la cuenca, donde los datos disponibles no especifican la paleobatimetría, éstas podrían ser algo mayores. Los datos proceden de los mapas geológicos del IGME escala 1:50.000 y los sedimentos presentan una edad de Mesiniense.

En la región SE de las Béticas, los datos proceden íntegramente de los mapas de Braga et al. (2003), cuyos sedimentos comprenden arrecifes datados entre los 6,36 y 5,9 Ma.

En cuanto al Rif, se ha tomado la superficie de la transición marino-continental en la parte central de la Cuenca del Guercif y datos de afloramientos de depósitos marinos someros en esta misma cuenca y en la de Melilla. Por otro lado, las Cuencas de Ouerrah emergieron alrededor de los 6 Ma (Morel, 1980; Benson et al., 1991). En las Cuencas de Ouerrah los sedimentos se encuentran actualmente aflorando y erosionados. Se ha tomado la altura actual de estos sedimentos marinos, aunque se desconoce su paleobatimetría exacta, por lo que las alturas a las que se encuentran actualmente marcan mínimos en el levantamiento de esta zona. Los datos proceden de mapas geológicos publicados, sondeos y cortes geológicos (Krijgsman et al., 1999; Gelati et al., 2000; Sani et al., 2000; Cornée et al., 2006).

Los resultados muestran que en la cuenca del Guadalquivir los sedimentos marinos del Mesiniense se sitúan actualmente entre 600 y 800 m de altura en la parte más oriental y las altitudes decaen hacia el O. El levantamiento de esta cuenca es por tanto posterior al Mesiniense y es máximo en la región oriental.

En el borde N de la cuenca de Sorbas, que corresponde a la vertiente S de la Sierra de los Filabres, los afloramientos de edad Mesiniense (6,65–6 Ma) llegan a alcanzar los 720 m de elevación. En el borde S de esta cuenca, que forma parte de las laderas de Sierra Alhamilla, los sedimentos del Mesiniense alcanzan en la actualidad los 730 m de altura. Según Braga et al. (2003) en la zona noreste de Sierra Alhamilla existen carbonatos bioclásticos del Tortoniense terminal-Mesiniense inferior que afloran unas decenas de metros por encima de los

arrecifes del Mesiniense, indicando que en esta región hubo levantamiento entre el depósito de estas dos unidades. Sin embargo, gran parte del plegamiento de Sierra Alhamilla y el consiguiente levantamiento de la zona, hasta los 730 m registrados, ocurrieron a partir del Mesiniense. En el resto de la Cordillera Bética Central, no se encuentran sedimentos marinos posteriores al Tortoniense superior, lo que indica que las cuencas y sierras situadas al N y O de Alhamilla (Sierra Nevada, Sierra de Gádor y Filabres) ya se encontraban emergidas en el Tortoniense superior, mientras que en el SE (Sierra Alhamilla) el plegamiento comienza más tarde (en el Tortoniense terminal) y al menos 730 m del levantamiento de la sierra, se producen con posterioridad al Mesiniense.

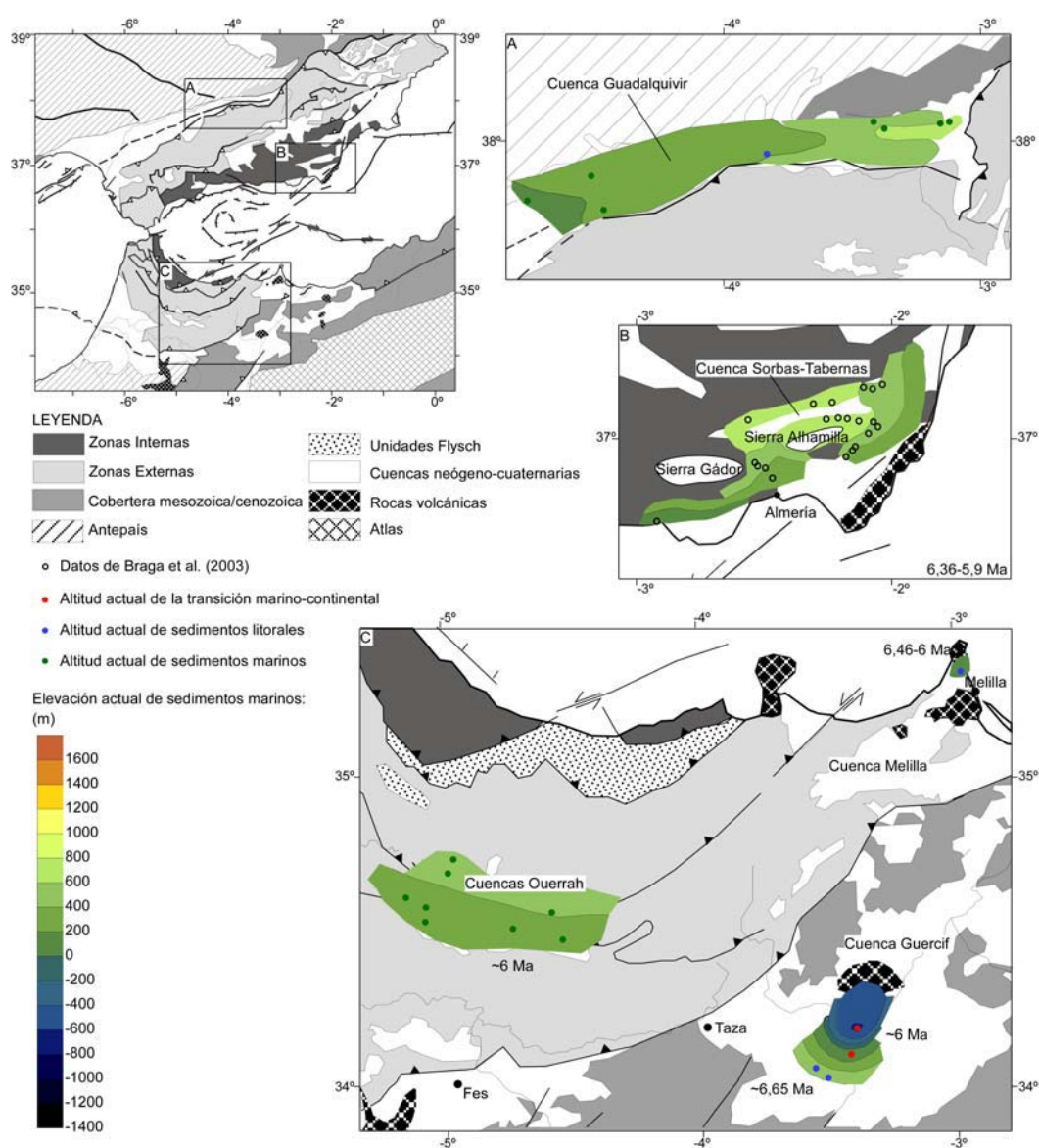


Fig. 4.20 Altura actual en metros de sedimentos marinos del Mesiniense (6,65-6 Ma).

En la región del Rif, tan sólo se dispone de datos del interior de las cuencas sedimentarias. Los sedimentos marinos más recientes de las Cuencas de Ouerrah se encuentran actualmente a una altitud de entre 200 y 600 m, con las mayores altitudes situadas en el N (Fig. 4.20). La paleobatimetría de estos sedimentos es desconocida con los datos disponibles, por lo que los levantamientos podrían ser mayores. En la Cuenca del Guercif durante el Mesiniense el borde más meridional de la cuenca se encontraba ya emergido, ya que no se encuentran sedimentos marinos de esta edad. En la parte central, los depósitos marinos someros se encuentran actualmente entre 600 y 400 m en los afloramientos más meridionales. Hacia el centro de la cuenca, la transición marino-continental que se produjo alrededor de los 6 Ma, muestra una superficie plegada en la que se pasa de 200 m de elevación a 800 m por debajo del nivel actual del mar en el centro de la cuenca. Estos resultados marcan por tanto un levantamiento del borde meridional de 600 m, que progresivamente es menor hacia el interior de la cuenca y subsidencia en el centro de la cuenca, desde el Mesiniense hasta la actualidad.

Mesiniense terminal-Plioceno inferior (5,3-3,6 Ma)

La sedimentación durante el Plioceno inferior se produce con un nivel eustático de aproximadamente 90 m por encima del actual. Como consecuencia de esta ascensión eustática tras el cese de la Crisis del Mesiniense superior, las cuencas de Sorbas y Fortuna que ya se encontraban emergidas sufrieron una breve invasión marina (Garcés et al., 2001; Braga et al., 2003). Además, las cuencas del SE (Níjar-Carboneras y Vera), así como la Cuenca de Alicante-Cartagena) permanecen unidas al mar hasta el Plioceno superior, con áreas cada vez más restringidas. En la Cuenca de Ronda, los sedimentos marinos más recientes son del Mesiniense terminal y se depositaron en una cuenca que se encontraba unida a la cuenca del Guadalquivir (Gläser y Betzler, 2002).

En la Cordillera del Rif, los datos del margen N corresponden a alturas actuales de arrecifes coralinos y en el Rharb, se han tomado tanto datos de afloramientos marinos del Plioceno inferior, como de la transición entre los sedimentos marinos y los lacustres de las sub-cuenca del Saiss.

En la Cordillera Bética los datos proceden de afloramientos de sedimentos someros recogidos por Braga et al. (2003) en las cuencas del SE (Sorbas-Tabernas, Níjar-Carboneras y Vera), a los que se les ha añadido datos de la

transición marino-continental en estas mismas cuencas. Además se han tomado las alturas de afloramientos del Plioceno inferior en la Cuenca de Alicante-Cartagena y datos de afloramientos del Mesiniense terminal en la cuenca de Ronda, todos ellos a partir de la bibliografía utilizada en el Capítulo 2.

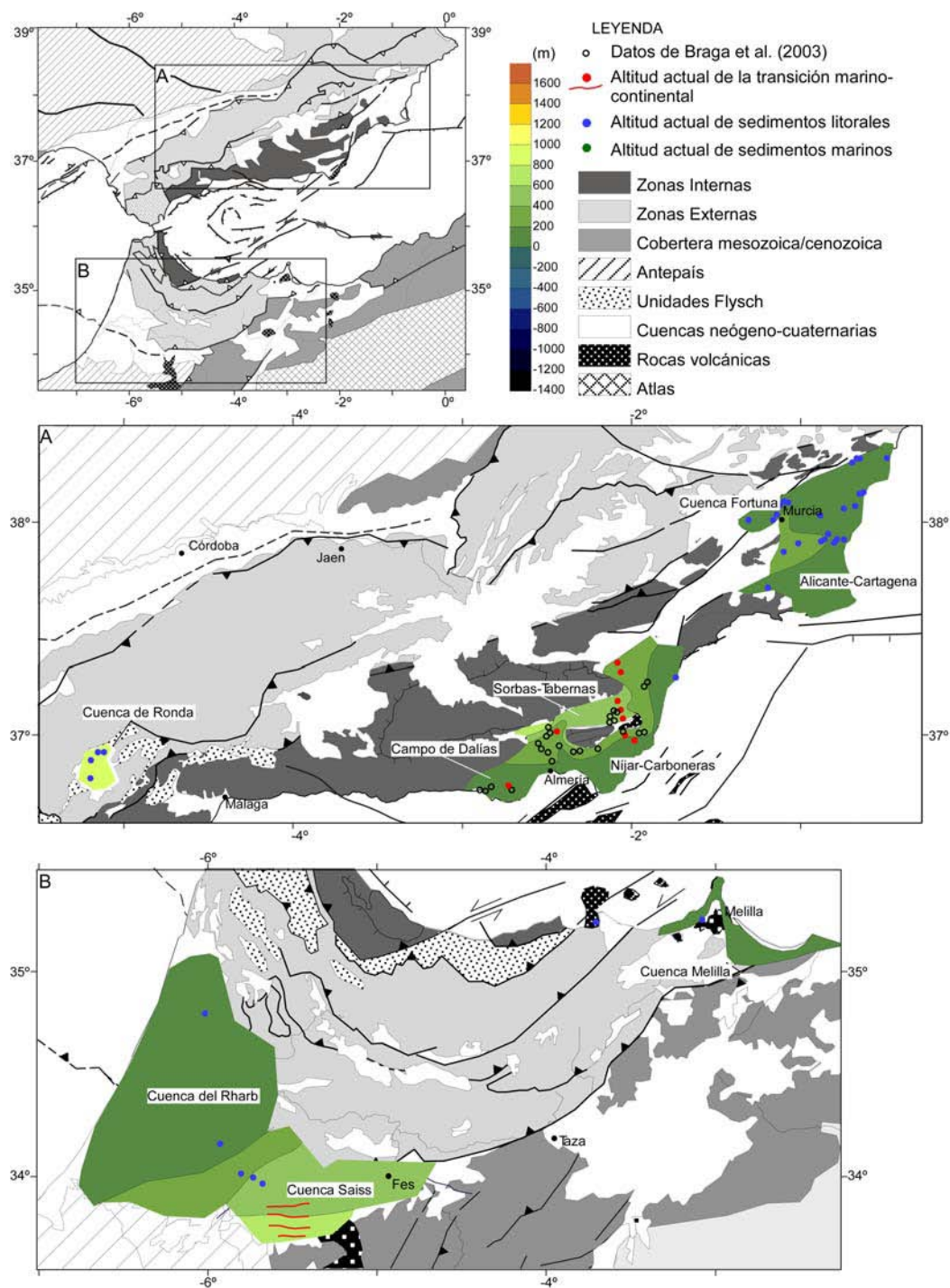


Fig. 4.21 Altura actual en metros de sedimentos marinos del Plioceno inferior (5,3-3,6 Ma).

Las altitudes actuales de estos sedimentos muestran un máximo en la Cuenca de Ronda, donde los afloramientos del Mesiniense terminal alcanzan entre 800 y 950 m de altitud.

En las Cuencas de Sorbas y Níjar, los datos ponen de manifiesto que los sedimentos del Plioceno inferior forman una superficie plegada que da lugar a un sinclinal de dirección E-O en la cuenca de Sorbas-Tabernas. Las elevaciones máximas se encuentran en las inmediaciones de la Sierra Alhamilla donde los sedimentos marinos afloran a 400-500 m de elevación.

Finalmente en la Cordillera del Rif, la superficie que separa los sedimentos marinos de los continentales lacustres del Plioceno en la Cuenca de Saiss, muestra una pendiente, cuya altura es máxima al S donde se superan los 700 m. En esta zona, los desplazamientos verticales del antepaís situado al S de esta cuenca, son los que provocan el basculamiento de esta superficie.

Tasas de levantamiento

Se han calculado las tasas de levantamiento en algunos puntos de la Cordillera Bética, tomando las altitudes máximas de sedimentos registradas en los mapas y dividiéndolos por la edad en la que se depositaron (Fig. 4.22). Se obtiene que desde el Tortoniense superior en Sierra Nevada se registra una tasa de hasta 237 ± 23 m/Ma, en Sierra Filabres de 156 ± 15 m/Ma y en la Sierra de Gádor esta es de 208 ± 20 m/Ma. En la zona más oriental del Guadalquivir, donde los sedimentos marinos superan los 800 m, la tasa que se obtiene es de 129 ± 5 m/Ma, que irá disminuyendo hacia el O. En Ronda, la tasa de levantamiento es de aproximadamente 179 m/Ma desde el límite entre el Mesiniense y el Plioceno. En la vertiente N de Sierra Alhamilla, en la Cuenca de Sorbas, los sedimentos marinos someros del Plioceno inferior se encuentran a una altitud máxima de 540 m. Debido a que el nivel eustático se encontraba a 90 m por encima del actual, el levantamiento que indican estos sedimentos es de 450 m, lo que implica una tasa de levantamiento de 105 ± 20 m/Ma desde el Plioceno inferior.

Estos resultados indican que en general desde el Tortoniense superior las velocidades en los levantamientos son mayores para las sierras centrales que además comienzan a elevarse con anterioridad (Fig. 4.22). Estas tasas parecen indicar que las velocidades de los levantamientos ocurridos en la Cordillera Bética se van atenuando a lo largo del tiempo, de acuerdo con los resultados de

Braga et al. (2003). La excepción la constituye la Cuenca de Ronda, donde a pesar de que el levantamiento se produce a partir del Mesiniense terminal, la tasa de levantamiento es mayor que en la parte oriental del Guadalquivir y que en la Sierra de los Filabres. Los levantamiento máximos de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres pueden haber sido mayores que los que indican estos resultados, ya que parte del registro sedimentario situado en altitudes superiores puede haber sido erosionado.

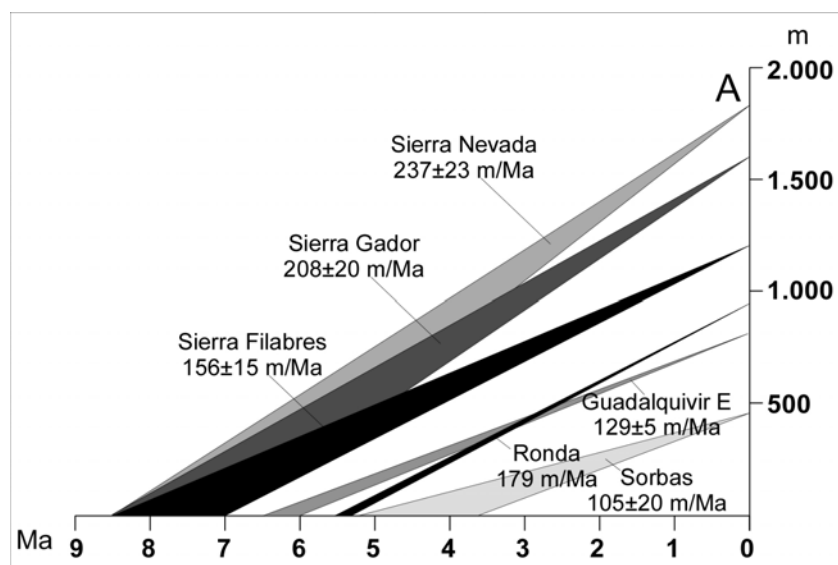


Fig. 4.22 Tasas de levantamiento máximas registradas en distintas regiones de la Cordillera Bética.

Las tasas de erosión obtenidas en el apartado anterior están de acuerdo con esta tendencia, ya que durante el intervalo entre el Plioceno y el Cuaternario, la velocidad en que se produce la erosión disminuye considerablemente con respecto al Mioceno superior. Asimismo, la contribución de aportes sedimentarios en las cuencas que rodean estos relieves (Cuenca de Alborán y cuencas intramontañosas) es máxima durante el Mioceno superior, a pesar de que las áreas de exposición subaérea según las paleogeografías, son menores que en el Mioceno inferior y medio, y el Plioceno-Cuaternario. Estos resultados en las tasas de erosión, contribución sedimentaria y en las tasas de levantamiento, indican que la formación del relieve y los levantamientos fueron más rápidos durante el Mioceno superior.

4.4 FORMACIÓN DEL RELIEVE ACTUAL

En la Cordillera Bética el relieve actual se caracteriza por una serie de sierras, que forman grandes anticlinorios, entre las que se intercalan las cuencas sedimentarias neógenas, formadas en los sinclinorios. En las Zonas Externas, las sierras se encuentran alineadas paralelas a los frentes de cabalgamientos, mientras que en las Zonas Internas, donde se alcanzan las máximas elevaciones, las culminaciones topográficas coinciden con los ejes de domos de dirección aproximada E-O. En la Cordillera del Rif la topografía es igualmente paralela a la estructura y las mayores elevaciones se alcanzan sobre las Zonas Externas (Fig. 4.23).

Las observaciones geológicas muestran evidencias de que la tectónica de cabalgamientos que da lugar a las Zonas Externas de las Béticas finaliza en el Tortoniense superior (Berástegui et al., 1998; Maldonado et al., 1999; Gràcia et al., 2003; Iribarren et al., 2007) y en el Tortoniense superior o Mesiniense en el caso del Rif (Frizon de Lamotte et al., 2004). Los domos de las Zonas Internas se forman por la superposición de dos familias de pliegues (Martínez-Martínez et al., 2002). La primera se relaciona con la deformación de bloque de muro a medida que se produce la exhumación de las unidades metamórficas inferiores, a través de fallas normales de bajo ángulo. Estos despegues, de acuerdo con los datos de trazas de fisión, son activos desde el Mioceno medio hasta los 9 Ma (Johnson, 1997). A partir de esta edad se producen pliegues a escala kilométrica por contracción N-S (e.g., Platt et al., 1983; Weijermars et al., 1985; Crespo-Blanc et al., 1994; Martínez-Martínez et al., 2002), que se ha atribuido a la convergencia NO-SE entre las placas Ibérica y Africana, que prevalece hasta la actualidad.

Los sedimentos marinos del Mioceno y Plioceno se han utilizado en trabajos anteriores (Braga et al., 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004), así como en esta Tesis, como marcadores para conocer los levantamientos ocurridos desde su depósito. El registro sedimentario del Tortoniense superior muestra que una amplia zona de la Cordillera Bética Central, que incluye las máximas elevaciones sobre las Zonas Internas y parte de las Zonas Externas, se encontraba ocupada por un mar somero, lo que indica que toda esta región presentaba un relieve suave. Las reconstrucciones paleogeográficas muestran que gran parte de las Zonas Externas y de las Unidades Flysch tanto en las Béticas como en el Rif, ya se encontraban emergidas en el Tortoniense superior. En la región Prebética (Arco de Cazorla), las cuencas situadas entre las sierras emergieron en el límite

entre el Serravaliense y el Tortoniense y evolucionaron como cuencas de tipo *piggy-back*. Por tanto, parte del relieve actual de estas zonas, se formó como consecuencia de la tectónica de cabalgamientos con anterioridad al Tortoniense superior.

Sin embargo, las Zonas Internas (al menos en la Cordillera Bética), las cuencas de antepaís y regiones cercanas a estas cuencas sobre las Zonas Externas, muestran sedimentos marinos del Tortoniense superior y posteriores, indicando que la elevación actual de estas regiones es posterior a esta edad. Cabe destacar, que los sucesivos mapas de elevación actual de estos sedimentos marinos, muestran superficies plegadas. Esto indica que el levantamiento no se produjo de manera homogénea, como sería en el caso de un levantamiento debido únicamente a una respuesta isostática regional. Al contrario, el mapa de elevación de sedimentos del Tortoniense superior, que es el más detallado y extenso, pone de manifiesto que el relieve actual y las máximas elevaciones se producen principalmente por plegamiento posterior al Tortoniense superior. Asimismo, la evolución en la topografía y el levantamiento de toda el área, ocurre durante un periodo de tiempo que se extiende al menos desde el Tortoniense superior hasta el Plioceno inferior.

Estructura actual de la corteza

Recientemente Fullea et al. (2007) han presentado un modelo de espesores de corteza y litosfera deducido a partir de modelización numérica. Esta modelización se ha realizado mediante la combinación de la elevación y el geode. La Fig. 4.23 (A) muestra la imagen de la base de la corteza en la que se han superpuesto las unidades tectónicas principales de las Béticas y el Rif.

La estructura cortical muestra una buena correlación con la topografía y con la estructura de la Cordillera Bética y el Rif (Fig. 4.23 A y B). La profundidad de la Moho presenta valores mínimos de menos de 16 km en la parte más oriental del Mar de Alborán. En la parte central de Alborán la corteza se encuentra entre 22 y 16 km de profundidad y aumenta paulatinamente hacia la línea de costa tanto a N y S de la cuenca como hacia el estrecho de Gibraltar. El engrosamiento en las zonas emergidas es paralelo a la línea de costa actual del Mar de Alborán. La corteza muestra un engrosamiento con forma arqueada, solidaria con la estructura, con valores máximos bajo las sierras de las Zonas Internas en las Béticas, donde se alcanzan los más de 38 km y un máximo relativo situado bajo las Unidades Prebéticas de más de 36 km. En el estrecho de

Gibraltar la profundidad de la Moho se encuentra a 32 km aproximadamente y vuelve a aumentar hacia el Rif, donde la corteza alcanza un espesor de más de 36 km. Los máximos espesores corticales en el Rif coinciden en forma y posición con las unidades cabalgantes de las Zonas Externas.

Hacia el exterior del orógeno, la corteza vuelve a sufrir un adelgazamiento que es perfectamente paralelo a los límites de las cuencas de antepaís (Guadalquivir al N y Rharb al S), hacia la cuenca del margen Atlántico y hacia las cuencas de Taza-Guercif y Melilla. Asimismo, la corteza se adelgaza reproduciendo la forma de las cuencas orientales de la Cordillera Bética. Otro aspecto a tener en cuenta, son los mínimos relativos en el engrosamiento cortical, bajo las cuencas centrales de Granada y Guadix-Baza.

Contrastando el mapa de profundidad de la Moho con los mapas obtenidos de las edades de emersión de las distintas cuencas y de los levantamientos producidos desde el Tortoniense superior (Fig. 4.23), se observa que existe una buena correlación entre el grosor cortical y las edades de levantamiento (Fig. 4.23 C), así como entre el grosor cortical y los máximos levantamientos registrados desde el Tortoniense (Fig. 4.23 D), al menos en la Cordillera Bética donde los datos son más numerosos. Teniendo en cuenta que durante el Tortoniense gran parte de la Cordillera Bética se encontraba bajo el nivel del mar y que el relieve topográfico es el resultado del plegamiento post-Tortoniense superior, la buena correlación de la topografía con los espesores corticales sugiere que una parte importante del engrosamiento que se observa, es consecuencia del mismo acortamiento que se produce desde el Tortoniense superior hasta la actualidad.

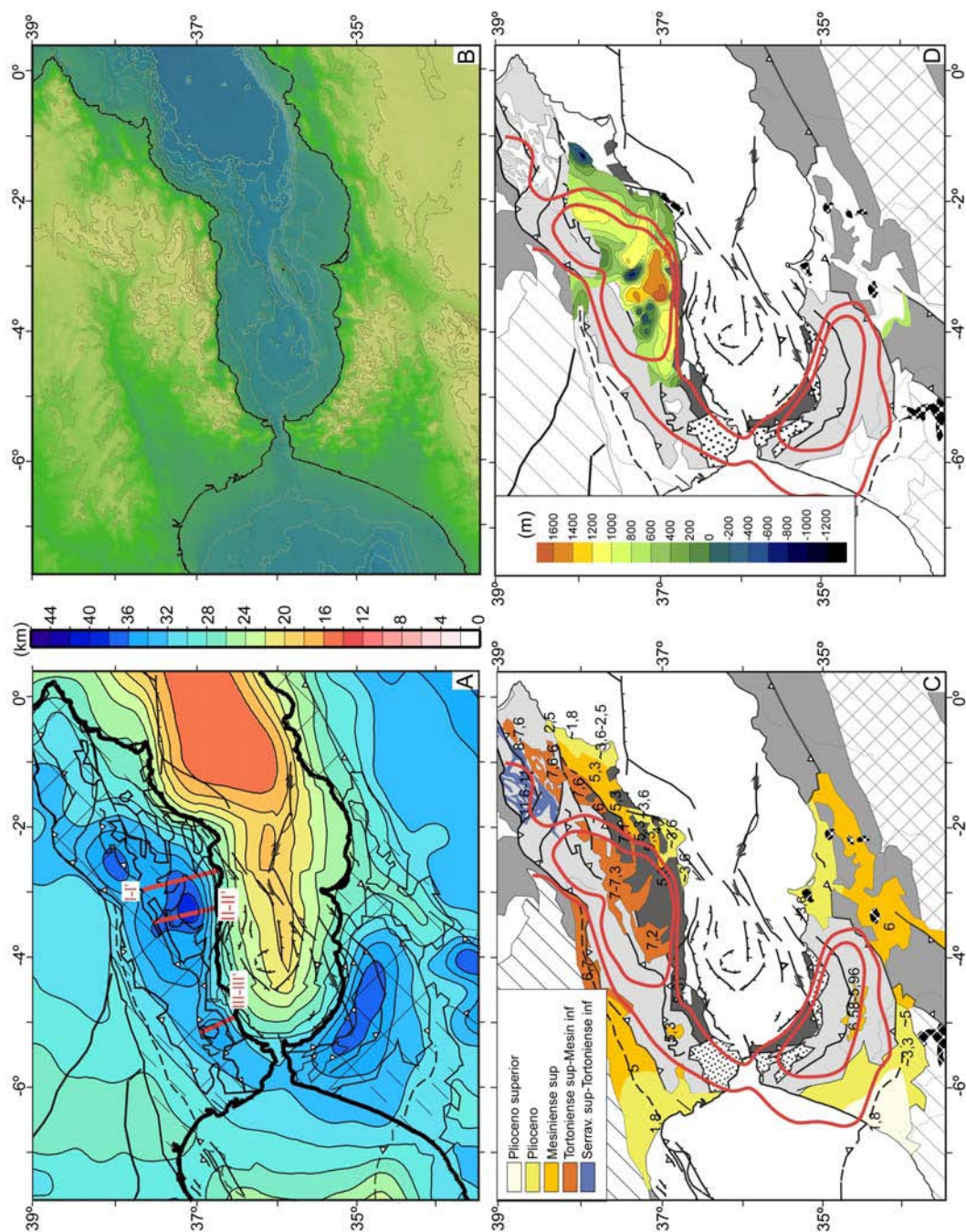


Fig. 4.23 **A)** Mapa de profundidad de la base de la corteza según Fullea et al. (2007), en el que se han superpuesto las principales estructuras de las Béticas y el Rif y la posición de los cortes de las Fig. 4.24 y 4.25. **B)** Mapa topográfico. **C)** Mapa de las edades de emersión de las cuencas con las isolíneas de profundidad de la Moho correspondientes a los 34 y 32 km (en rojo). **D)** Mapa de altura actual de los sedimentos marinos del Tortoniense superior con las isolíneas de profundidad de la Moho correspondientes a los 34 y 32 km (en rojo).

Se han realizado 3 cortes de dirección NNO-SSE (Fig. 4.24 y 4.25) donde se representa la topografía actual y el espesor cortical actual, a partir del mapa de profundidad de la Moho (Fig. 4.23 A). En las regiones cercanas a la línea de costa se han tomado los valores de profundidad de la Moho obtenidos mediante sismica de refracción (Banda y Ansorge, 1980; Medialdea et al., 1986; Banda et al., 1993), debido a que en zonas donde el gradiente es importante, la modelización numérica tiende a atenuar los resultados, por lo que los valores obtenidos por sismica se consideran más fiables. En el corte I-I' (Fig. 4.24), además del espesor cortical, se han representado de forma esquemática las unidades tectónicas principales y se indica la posición de los afloramientos de sedimentos marinos del Tortonense. Se ha estimado el grosor cortical inicial anterior al plegamiento, considerando una situación de equilibrio isostático. Para ello se ha tomado un espesor cortical de 24 y 25 km para las zonas que permanecían bajo el nivel del mar según las paleogeografías, que es el valor de espesor cortical que presentan actualmente las áreas litorales.

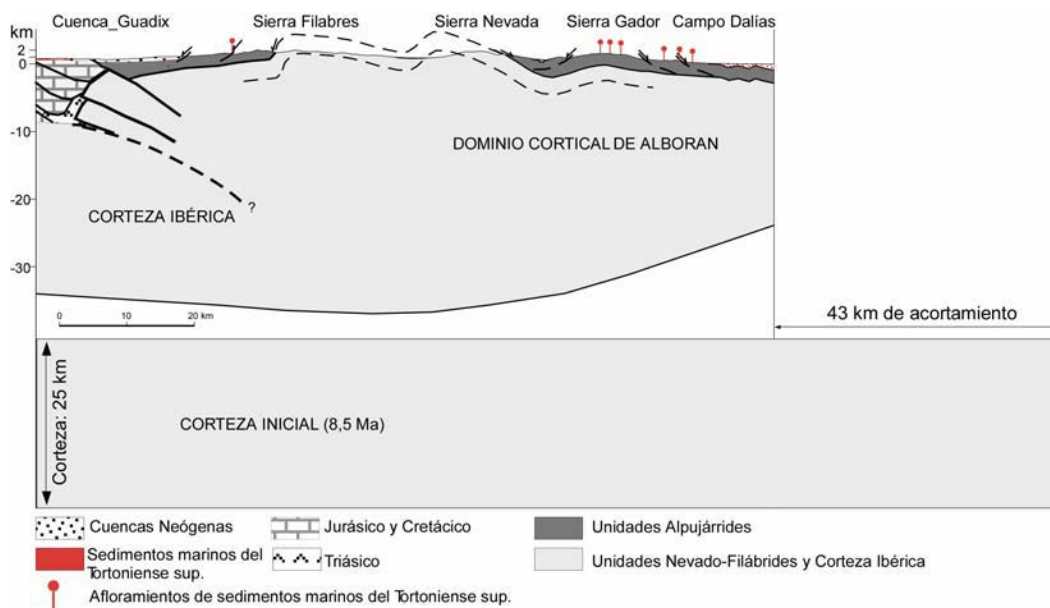


Fig. 4.24 Corte a escala de corteza I-I' y corte inicial anterior al plegamiento post-Tortonense y acortamientos deducidos. Situación en Fig. 4.23.

Partiendo de la hipótesis de que el engrosamiento actual de la corteza por encima de 24-25 km se debe a la última fase de plegamiento en el orógeno, se han calculado los acortamientos necesarios para engrosar la corteza hasta los espesores que se observan actualmente en estos tres cortes. Los cortes I-I' y II-II' atraviesan el máximo espesor cortical de la Cordillera Bética, a la altura de Sierra

de los Filabres y Sierra Nevada respectivamente. Estas regiones se encontraban bajo el nivel del mar a los 8,5 Ma según las paleogeografías. Por tanto, el engrosamiento cortical y formación del relieve se produce en los últimos 8,5 Ma. El acortamiento necesario es de entre 49 y 43 km en el corte I-I' (tomando espesor cortical inicial de 24 y 25 km respectivamente) y de 39 km en el corte II-II' (Fig. 4.24 y 4.25). El corte III-III' (Fig. 4.25) se ha realizado sobre la Cuenca de Ronda, cuyo levantamiento según los datos de elevación de sedimentos marinos y el mapa de emersión de las cuencas, se produce en los últimos 5,3 Ma. El acortamiento necesario para engrosar la corteza hasta los espesores actuales es de 17 km, posterior a los 5,3 Ma.

Las reconstrucciones cinemáticas indican una convergencia entre las placas Ibérica y Africana de alrededor de 4 mm/año a 4,8 mm/año en la dirección NO-SE (Argus et al., 1989) en este segmento del límite de placas. Esta convergencia supone un acortamiento de entre 34 y 41 km en los últimos 8,5 Ma y de entre 21 y 25,5 km en los últimos 5,3 Ma. Los cortes realizados atraviesan las áreas de mayor espesor cortical y donde los levantamientos son más importantes (Fig. 4.23). Consecuentemente se trata de las áreas de la Cordillera Bética que presentan una mayor deformación durante este periodo tardi-orogénico. Los resultados de acortamiento obtenidos en los cortes, se encuentran dentro del mismo orden de magnitud que el acortamiento esperado por la convergencia de las placas. No obstante, la deformación resultante de la convergencia de placas no se concentra únicamente en esta zona, sino que se distribuye en una banda que incluye el antepaís Ibérico, la Cordillera Bética, el Rif y el antepaís Africano. Es importante considerar además, que los acortamientos calculados en los cortes representan máximos, ya que la corteza inicial considerada, se ha representado con un espesor constante de 24 y 25 km, mientras que las paleogeografías muestran algunas islas, donde la corteza asociada debía encontrarse ya parcialmente engrosada. Concretamente, el mapa paleogeográfico del Tortonense (Braga et al., 2003 y Fig. 4.12) muestra una zona central emergida que coincide con la posición de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. Esto es compatible con la interpretación tectónica de Martínez-Martínez et al. (2002), según la cual los domos de las Béticas Internas se forman por una primera etapa de plegamiento asociada a la exhumación de las unidades metamórficas que finaliza a los 9 Ma aproximadamente. Las rocas del bloque de muro en los domos generados únicamente por un mecanismo de extensión (*core complexes*), no suelen superar los 1 a 1,7 km de elevación (Sonder et al., 1987; Block y Royden, 1990; Kruse et al., 1991; Wdowinski y Axen, 1992; Stüwe y

Barr, 2000). El resto de la elevación observada actualmente en Sierra Nevada, con un máximo de 3,5 km, corresponde probablemente a la etapa contractiva posterior.

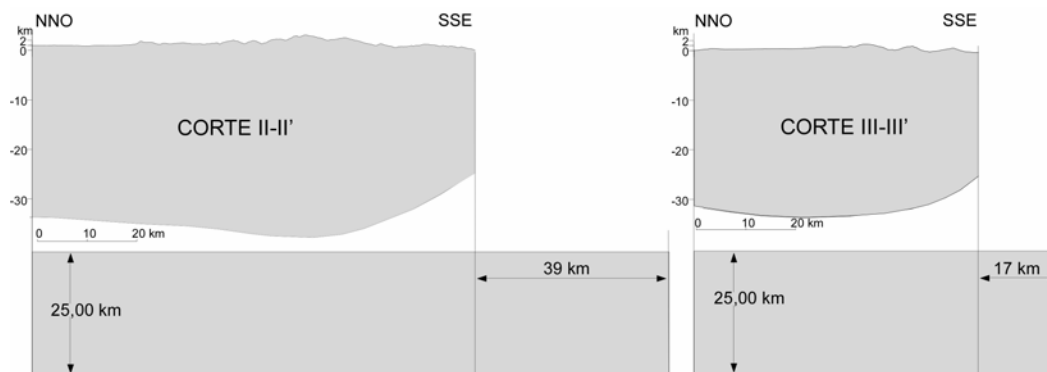


Fig. 4.25 Cortes a escala de corteza II-II' y III-III' y cortes iniciales anteriores al plegamiento post-Tortonense y acortamientos deducidos. Situación en Fig. 4.23.

La deformación asociada a la convergencia de placas no es homogénea a lo largo del límite de placas, sino que se resuelve mediante fallas de salto en dirección en las Béticas orientales, mediante engrosamiento cortical más acusado en las Béticas Centrales que en el Rif, en la posición de los cortes I y II, mientras que en la parte más occidental del orógeno, estaría distribuido entre las Béticas y el Rif, según la imagen de la base de la corteza actual (Fig. 4.23 A). Además, parte de este acortamiento se compensa también en los antepaíses, con el levantamiento de Sierra Morena, el Sistema Central en Iberia y el Atlas en África. En cualquier caso, los resultados de acortamientos necesarios para reproducir el espesor cortical actual en las Béticas meridionales, indican que estos espesores se pueden alcanzar únicamente mediante plegamiento cortical debido a la convergencia de placas durante los últimos 8,5 Ma, responsable asimismo de la formación de los pliegues de las Béticas Internas y del relieve actual.

Evolución cortical y tectónica

En las Zonas Externas los espesores corticales muestran una buena correlación con la estructura. Además, en las zonas más exteriores correspondientes al Arco de Cazorla, la emersión de los sedimentos marinos ocurre durante el límite Serravaliense superior/Tortonense. Esto indica que la configuración de la corteza así como la formación del relieve en estas zonas comienza a desarrollarse durante la tectónica de cabalgamientos que finaliza a los

8 Ma aproximadamente.

En la Cordillera del Rif, la falta de un buen control estratigráfico hace difícil establecer las edades de emersión de la cordillera y su relación con la evolución a escala cortical. Sin embargo en la Cordillera del Rif, los máximos espesores corticales no se registran en las Zonas Internas, sino que coinciden bajo los frentes de cabalgamientos de las Zonas Externas (Fig. 4.23 A). Además, la morfología de las isolíneas que marcan el máximo cortical reproduce la estructura de los cabalgamientos y se encuentra elongado según una dirección NO-SE que no es compatible con un régimen compresivo de dirección NO-SE. Por tanto, el espesor cortical en la Cordillera del Rif, pudo adquirirse principalmente durante la etapa de tectónica de cabalgamientos entre el Mioceno inferior y el Tortoniense superior.

En el Dominio Cortical de Alborán esta etapa se caracteriza por una extensión generalizada, que da lugar a una configuración de espesores corticales irregular en sentido E-O, con zonas engrosadas y otras muy adelgazadas (Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez y Azañón, 2002). En las Béticas Internas se forman domos extensionales de tipo *core-complex* debido a esta extensión (e.g. Martínez-Martínez et al., 2002), que causan la formación de cierto relieve en las Béticas Centrales coincidiendo en posición con las actuales Sierra Nevada y Sierra de los Filabres.

A continuación, la convergencia de las placas Ibérica y Africana, da lugar a la deformación a escala cortical de toda la región, que se resuelve de manera no homogénea. Mientras que en los antepaíses Ibérico y Africano esta etapa causa la deformación y levantamiento de algunas sierras, la máxima deformación se concentra en las Béticas y el Rif, principalmente en las Béticas Centrales y zonas meridionales de las Zonas Externas. Esta deformación se resuelve mediante fallas de salto en dirección en las Béticas orientales y E de Alborán, formación de pliegues de gran amplitud en las Béticas Centrales y plegamiento más moderado en el resto de el sistema Béticas-Rif-Alborán. El engrosamiento principal de la corteza en las Béticas Internas hasta los espesores que se observan actualmente, se produjo posiblemente en esta etapa, aunque partiendo de una corteza irregular heredada de la etapa extensional.

Alrededor de los anticlinales de las Zonas Internas se encuentran fallas normales de alto ángulo que indican un sentido de extensión en varias direcciones (E-O, NO-SE y N-S) (e. g. Reicherter y Peters, 2005; Martínez-Martínez y

Booth-Rea, 2006). Estas fallas dan lugar a zonas fuertemente subsidentes como las que se observan en la Cuenca de Granada y la de Baza y son activas desde el Tortonense hasta la actualidad. Martínez-Martínez y Booth-Rea (2006) proponen que el mismo mecanismo que genera la extensión de los despegues de bajo ángulo del Mioceno medio continúa activo hasta la actualidad y relacionan la actividad de fallas normales actual a esta extensión. Sin embargo, ni la exhumación de las unidades metamórficas inferiores ni la compresión en los frentes son activos después del Tortonense superior.

Una interpretación alternativa consiste en considerar que la actividad de estas fallas no produzca una extensión a nivel regional, ya que los frentes de cabalgamientos no sufren ningún desplazamiento durante esta etapa. La extensión de estas fallas parece compensarse únicamente en el engrosamiento de la corteza bajo los domos. El mecanismo por el cual se puede explicar esta compensación de la extensión hacia los domos, es mediante flujo intracrustal, que se manifiesta en superficie mediante el desarrollo de las fallas normales (Martínez-Martínez et al., 2002). Los despegues extensionales de bajo ángulo podrían estar actuando como niveles de despegue, donde se enraízan estas fallas activas. La presencia de estos niveles de despegue daría lugar a una diferente respuesta isostática del núcleo de los domos que se elevan más rápidamente que el bloque de techo de los despegues, donde se desarrollan las fallas de alto ángulo. Esto explicaría el régimen extensivo radial en un contexto de convergencia NO-SE y el hecho de que los límites de las cuencas de Granada y de Guadix sean paralelos al adelgazamiento relativo de la corteza (Fig. 4.23 A).

4.5 CONCLUSIONES

En este capítulo se ha analizado la evolución de los procesos superficiales de erosión y sedimentación a escala regional en el orógeno Bético-Rifeño para el Neógeno y el Cuaternario. Estos resultados se han contrastado con la evolución del relieve por medio de la comparación con las distintas reconstrucciones paleogeográficas y palinspásticas presentes en la bibliografía y el estudio de los movimientos verticales tardi-orogénicos. Los principales resultados obtenidos se resumen a continuación:

Las tasas de sedimentación se calcularon a partir de los volúmenes sedimentarios obtenidos en el Capítulo 2. Estas tasas muestran que la sedimentación durante el Mioceno inferior y medio se produce preferentemente hacia los depocentros de la Cuenca de Alborán, como consecuencia de la

actividad de las fallas extensionales activas durante este periodo que da lugar a una fuerte subsidencia en esta cuenca. Las tasas en este periodo muestran una fuerte asimetría con 0,24 mm/a en la Cuenca de Alborán, frente a los 0,03 mm/a del Margen Atlántico, 0,01 mm/a en la región Prebética y 0,06-0,07 mm/a en las cuencas de antepaís a partir del Mioceno medio.

El Mioceno superior se caracteriza por un aumento en la acumulación de sedimentos en la totalidad de las cuencas debido por un lado al incremento del relieve que se produce a largo de este periodo de tiempo, y por otro al desarrollo de nuevas cuencas y aumento en el espacio de acomodación de las cuencas previas. En el Tortonense superior se individualizan las cuencas intramontañosas entre las distintas sierras, las cuencas de antepaís sufren subsidencia debido a la flexión litosférica y en la Cuenca de Alborán aumenta el área de sedimentación. Las tasas de sedimentación oscilan entre los 0,04 mm/a de las cuencas intramontañosas y los 0,14 mm/a de la Cuenca de Alborán. Las cuencas externas del orógeno (cuencas de antepaís y Margen Atlántico), presentan durante el Mioceno superior tasas similares, con 0,06 mm/a tanto en Guadalquivir como en el Margen Atlántico, y algo superiores (0,1 mm/a) en la Cuenca del Rharb.

Durante el Plioceno y el Cuaternario, la Cuenca de Alborán deja de ser la cuenca que recibe mayor volumen de sedimentos. En este intervalo de tiempo las mayores tasas y la mayor contribución sedimentaria se producen hacia el Margen Atlántico. Las cuencas de antepaís y las cuencas intramontañosas sufren un marcado descenso en la contribución sedimentaria, ya que se produce una reducción en el espacio de acomodación, debido a la colmatación de estas cuencas y a los movimientos tectónicos. Las tasas de sedimentación en las cuencas que actualmente se encuentran emergidas (cuencas de antepaís e intramontañosas), oscilan entre 0,04 y 0,06 mm/a, mientras que las cuencas marinas presentan una velocidad de sedimentación de 0,19 mm/a en los depocentros de la Cuenca de Alborán y 0,22 mm/a en el Margen Atlántico.

Los resultados en las tasas de sedimentación muestran a nivel regional una clara correlación con la evolución tectónica del orógeno, que condiciona la formación y evolución de las distintas cuencas.

Realizando una comparación entre las tasas de sedimentación con la relación entre el área emergida / área de sedimentación de las distintas reconstrucciones paleogeográficas y palinspásticas presentes en la bibliografía, se obtienen las siguientes conclusiones:

1.- En primer lugar, se ha estimado el volumen sedimentario depositado en las cuencas del sistema Bético-Rifeño, durante el Mioceno inferior y medio, según las tasas obtenidas del registro preservado y las áreas de recepción que muestran las paleogeografías de Geel y Roep (1998) y Andeweg (2002). Los resultados indican que entre 25.000 y 37.000 km³ de sedimentos del Mioceno inferior y medio han sido erosionados o constituyen los bloques inferiores de los cabalgamientos.

2.- Para el intervalo del Mioceno inferior y medio, las reconstrucciones de Geel y Roep (1998) y Andeweg (2002) muestran una evolución y unas áreas emergidas para cada edad muy similares entre ellas. Las tasas de erosión calculadas con estas reconstrucciones oscilan entre 0,02 y 0,04 mm/a entre el Burdigaliense y el Serravaliense. Las paleogeografías de Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996) muestran unas superficies emergidas más reducidas y unos corredores marinos, a N y S del Dominio de Alborán, muy extensos, especialmente para el Burdigaliense. Las tasas de erosión calculadas a partir de estas áreas dan valores de 0,08-0,09 mm/a para el Burdigaliense y de 0,03-0,04 mm/a para el Languiense. Por último, en la reconstrucción de Braga et al. (2003) del Serravaliense el área emergida es muy reducida e implica tasas de erosión de más de 0,23 mm/a.

3.- En el Mioceno superior la velocidad de erosión de la superficie expuesta pasa a 0,1 mm/a, tanto para el área que desagua en el Mediterráneo, como para el área fuente de las cuencas externas que desaguan en el Atlántico. En el intervalo de tiempo que abarca el Plioceno y el Cuaternario, las tasas de erosión medias regionales disminuyen a pesar de aumentar el área emergida y son de 0,05 mm/a en las áreas cuyos depósitos se transportan hacia las cuencas de antepaís y Margen Atlántico y de 0,07 mm/a en el área fuente de los sedimentos de la Cuenca Mediterránea. En esta vertiente las tasas son algo mayores de acuerdo con el gradiente topográfico que es mayor hacia la cuenca interna de Alborán.

4.- La disminución en las tasas de erosión de la vertiente Atlántica va acompañada de un aumento en la contribución sedimentaria y en las tasas de sedimentación en el Margen Atlántico. Por tanto, el incremento en el flujo de sedimentos hacia esta cuenca no es debido a un aumento en la tasa de erosión de la superficie de exposición subaérea, sino que por el contrario responde al aumento del área emergida, y la consiguiente evolución y ampliación de las redes de drenaje que desaguan en el Atlántico.

Se ha realizado el estudio de los movimientos verticales mediante la recopilación de las alturas actuales de sedimentos marinos someros publicadas previamente (Braga et al., 2003 y Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004), a las que se han sumado nuevos datos tanto en las Béticas como en el Rif de alturas actuales de sedimentos marinos, así como de la altura actual de la superficie de transición entre los sedimentos marinos y los continentales del interior de las cuencas. Los resultados se han representado en 4 mapas que abarcan desde el Tortoniense inferior hasta el Plioceno.

El área de sedimentación marina hasta los 7,2 Ma era más extensa y no se reducía únicamente a las actuales cuencas intramontañosas, como indican los afloramientos de rocas de esta edad que actualmente se encuentran en las culminaciones topográficas (Braga et al., 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Tradicionalmente se ha considerado que las cuencas intramontañosas se individualizan en el Tortoniense inferior (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2000) debido a que los sedimentos más jóvenes del registro de estas cuencas son de esta edad. No obstante, la configuración actual de las cuencas, así como la posición de los depocentros, se adquirió a partir del Tortoniense superior (posterior a los 7,5 y 7,2 Ma) debido a los cambios tectónicos ocurridos en esa edad.

Los sucesivos mapas de levantamientos, indican que el relieve actual, al menos en las Béticas Internas, la parte meridional de las Béticas Externas, el Guadalquivir y las áreas que ocupan las cuencas neógenas del Rif, se forma a partir del Tortoniense superior. En el resto de zonas donde no existen sedimentos de estas edades, no se puede obtener mediante este método la edad de los levantamientos. Tan sólo en las Zonas Prebéticas, la presencia de cuencas sedimentarias marinas, indica que la emersión en esta región se produce en el límite Serravaliense/Tortoniense. En cualquier caso, la mayor parte de las Zonas Externas según las paleogeografías, se encontraban emergidas debido a la tectónica de cabalgamientos anterior al Tortoniense superior, aunque se desconoce la contribución al relieve, una vez la tectónica de cabalgamientos cesa.

Las superficies envolventes de las alturas actuales de los sedimentos que originariamente se encontraban a un paleobatimetría cercana a cero, se encuentra plegadas y reproducen la topografía actual. Los máximos levantamientos se registran en los ejes de los anticlinales de las sierras de la Cordillera Bética (Sierra Nevada, Filabres, Gádor y Alhamilla), mientras que los mínimos coinciden con los depocentros de las cuencas intramontañosas. En algunos casos,

la superficie de levantamientos muestra un signo negativo que indica subsidencia, como en el caso de las cuencas de Granada, Guadix, Taza-Guercif y la zona adyacente a la falla Alhama de Murcia. Esta subsidencia se encuentra asociada a la actividad de fallas normales en las cuencas de Granada, Guadix, Taza-Guercif y del desplazamiento transcurrente de la falla Alhama de Murcia.

En la Cordillera Bética existe una tendencia por la cual las Béticas Centrales (al menos Sierra Nevada, Sierra de los Filabres y Sierra de Gádor), son las zonas que además de sufrir un mayor levantamiento, comienzan a elevarse en primer lugar (en el Tortoniense superior), causando el aislamiento en esta edad de las cuencas centrales (Granada y Guadix). Al SE (Sierra de Alhamilla), N (Cuenca del Guadalquivir) y O (Cuenca de Ronda), la mayor contribución a la formación del relieve se registra a partir del Mesiniense superior. En las áreas sucesivamente más cercanas a la línea de costa actual muestran un levantamiento menor y una emersión de las cuencas marinas más joven.

Se han calculado además las tasas de levantamiento máximas para algunas regiones de la Cordillera Bética. Estas tasas parecen indicar un aumento de la velocidad del levantamiento en el Tortoniense superior con respecto al Tortoniense inferior y una posterior atenuación hasta el Plioceno inferior. A pesar de que los datos utilizados son escasos y no representan una misma área, los resultados en la contribución sedimentaria y en las tasas de erosión avalan esta tendencia, ya que muestran un máximo en la velocidad de erosión durante el Mioceno superior.

La estructura cortical actual en la Cordillera Bética muestra que los máximos espesores corticales coinciden con los máximos levantamientos debidos a la etapa de plegamiento post-Tortoniense superior. Una estimación del acortamiento necesario para alcanzar los espesores corticales actuales en las Béticas, muestra que el engrosamiento cortical se puede alcanzar únicamente por el acortamiento de una corteza irregular previa, debido a la convergencia de placas desde el Tortoniense superior hasta la actualidad. Este acortamiento produciría engrosamiento homogéneo de la corteza y pliegues a gran escala en la corteza superior. Según esta hipótesis, el proceso dominante para explicar la formación y elevación del relieve de las sierras de las Béticas Internas está dominado por el acortamiento atribuido a la convergencia de placas. Este acortamiento no se resuelve de manera homogénea en todo el orógeno, sino que se concentra en las Béticas Internas en la región central, mientras que en las regiones orientales y occidentales del orógeno se distribuye además de en las

Béticas y el Rif, en ambos antepaíses.

El estudio conjunto de la evolución de los procesos superficiales (erosión y sedimentación) y la evolución del relieve (a través de los mapas paleogeográficos y el estudio de los movimientos verticales), avalan la existencia de un cambio en la tectónica regional en el Tortoniense superior. A partir de esta edad se produce una reestructuración de las cuencas sedimentarias, destrucción de algunas de las cuencas anteriores, formación de las cuencas intramontañosas y formación del relieve en las Zonas Internas, que viene acompañado de un aumento en las tasas de erosión y en la contribución sedimentaria.

Capítulo 5

CONCLUSIONES GENERALES

5. CONCLUSIONES GENERALES

A continuación se resumen los principales resultados obtenidos en este trabajo de investigación relativos al balance de masas de los productos sedimentarios y su relación con los principales eventos tectónicos de la orogenia Alpina en la Cordillera Bética y el Rif, separándolos en los mismos apartados en los que se ha estructurado la tesis.

-Balance volumétrico de sedimentos neógenos y cuaternarios

El volumen de sedimentos actual de las cuencas neógenas asociadas al orógeno Bético-Rifeño se ha estimado mediante la compilación de numerosos trabajos de geología (principalmente mapas, cortes geológicos y sondeos) y de geofísica (líneas sísmicas). El volumen de sedimentos se ha determinado utilizando una metodología apropiada para cada cuenca y de acuerdo con los datos disponibles.

El volumen total de sedimentos que rellenan actualmente las cuencas sedimentarias de la Cordillera Bética, el Rif, el Mar de Alborán y el Margen Atlántico del Arco de Gibraltar es de aproximadamente 209.000 km³.

El volumen sedimentario (con una densidad media de 2.200 kg m⁻³ y de 2.400 kg m⁻³ en las unidades inferiores del Mar de Alborán) se ha transformado a volumen rocoso equivalente (con una densidad media de 2.700 kg m⁻³). El volumen rocoso total es de 173.600 km³ desde el comienzo del Mioceno hasta la actualidad. Este valor representa mayoritariamente el volumen erosionado de las áreas emergidas durante la evolución del orógeno.

La mayor acumulación de sedimentos se produce en la Cuenca de Alborán con 76.300 km³ de volumen rocoso equivalente que suponen un 44% del total. A continuación el Margen Atlántico recibe alrededor de 66.500 km³ que representa el 38 % del total. Las cuencas de antepaís del Guadalquivir y del Rharb, y las cuencas intramontañosas contienen un volumen rocoso equivalente de 11.400 km³, 11.800 km³ y 7.500 km³, respectivamente. El conjunto de las dos cuencas de antepaís representa un 13,4% de la acumulación sedimentaria y las cuencas intramontañosas tan sólo el 4,6 %.

El Margen Atlántico y las cuencas de antepaís evolucionan condicionados por los procesos compresivos, mientras que la Cuenca de Alborán se forma por los procesos extensivos que son activos entre el Mioceno inferior y el Tortoniense

superior. Las cuencas intramontañosas se sitúan mayoritariamente a lo largo del contacto Internas-Externas y sobre las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Se desarrollan a partir del Tortonense superior sobre sinclinorios, y sus límites y depocentros se encuentran a menudo limitados por fallas normales y transcurrentes.

El estudio del cambio de facies marino-continental en las cuencas que actualmente se encuentran emergidas proporciona la edad de emersión de cada una de las cuencas. Las edades de emersión de las cuencas muestran una tendencia por la que las cuencas centrales emergen en primer lugar en el Tortonense superior. Las demás cuencas emergen durante el Mioceno superior y el Plioceno de forma gradual y más o menos radial desde las regiones centrales hasta la línea de costa actual. En la Cordillera Bética las primeras cuencas en emerger (entre 7,6 y 6,7 Ma) se encuentran situadas a N y NE de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (cuencas de Granada, Guadix-Baza, Lorca y Fortuna) y en la región oriental de la Cuenca del Guadalquivir. Las últimas en emerger son las cuencas costeras del SE Bético y la región occidental del Guadalquivir (entre ~3,6-1,8 Ma). En el Rif, de un modo similar, las primeras cuencas en pasar de marino a continental son las cuencas centrales (Cuencas de Ouerrah, Cuenca de Taza-Guercif y región oriental de la sub-cuenca de Saiis) alrededor de los 6 Ma y de forma aproximadamente radial emergen las regiones más cercanas a la costa. Las últimas en emerger son la Cuenca de Melilla y la región occidental de la Cuenca del Rharb (entre ~3,6-1,8 Ma).

-Estructura tectónica del Margen Atlántico del orógeno Bético-Rifeño

El análisis de 28 perfiles de sísmica multicanal que cubren los márgenes Atlánticos del SO de Iberia y NO de África evidencia la complejidad de los procesos tectono-sedimentarios en esta región. Se ha estudiado la continuación de las unidades tectónicas de las Béticas y el Rif en el margen Atlántico y se han integrado los resultados en un marco regional tectónico.

En el Margen Atlántico los perfiles sísmicos muestran un cuerpo sísmicamente caótico que abarca una extensa área desde las plataformas continentales hasta las llanuras abisales de Herradura y el Sena. De acuerdo con interpretaciones previas, se ha dividido este cuerpo en dos dominios, uno tectónico y otro de origen gravitacional, y se han redefinido sus límites. El dominio tectónico que ocupa las plataformas y los taludes continentales del margen sud-Ibérico y norte-Africano, se ha denominado Prisma Imbricado del

Golfo de Cádiz. Este prisma constituye la misma unidad tectónica que las unidades caóticas que rellenan en parte las cuencas de antepaís, al frente de las Unidades Externas. Se ha interpretado que se trata de un prisma tectónico que corresponde a la unidad de cabalgamientos más occidental del orógeno Bético-Rifeño.

El Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz tiene una geometría de cuña que alcanza más de 11 km de espesor en su sector oriental. La estructura interna muestra una imbricación tectónica desarrollada por encima de un nivel de despegue de muy bajo ángulo situado posiblemente en las evaporitas de Triásico.

El Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz se emplaza durante el Mioceno y es actualmente inactivo. En el Guadalquivir y en el Golfo de Cádiz, los sedimentos del Tortonense superior (alrededor de los 8 Ma) fosilizan el prisma (Berástegui et al., 1998; Gràcia et al., 2003), mientras que en el Rif y en el frente más occidental, no existen dataciones precisas de los sedimentos que onlapan dicho prisma. Estos sedimentos post-tectónicos podrían ser del Mesiniense superior en la cuenca del Rharb (Flinch, 1993).

El dominio gravitacional del cuerpo sísmicamente caótico, rellena principalmente la parte oriental de la Llanura Abisal de Herradura y se ha denominado Unidad Gravitacional de Herradura. Se interpreta como una sucesión de deslizamientos submarinos que presentan un volumen total de aproximadamente 23.000 km³ y abarca un área de 18.000 km². No se observa interdigitación con los sedimentos en los bordes, por lo que el depósito de esta unidad posiblemente ocurrió en un periodo de tiempo corto. Estos depósitos deslizados provienen mayoritariamente del frente del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz mientras éste es activo. Esta procedencia se explica por el mayor espesor de la Unidad Gravitacional de Herradura en su región oriental cercana al prisma. Sin embargo, no se puede descartar una contribución desde el Margen Portugués y desde los altos estructurales que circundan la llanura abisal, donde el Gorringe es el más prominente de estos altos.

La síntesis de la evolución tectónica del orógeno Bético-Rifeño, junto con la interpretación en cuanto al mecanismo y edad de emplazamiento del Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz, ponen de manifiesto que la estructura del Margen Atlántico del Arco de Gibraltar es el resultado de dos procesos superpuestos: 1) el rápido emplazamiento de las unidades tectónicas de los Flysch, Unidades Externas y Prisma Imbricado del Golfo de Cádiz hacia el O, que abarca desde el

Oligoceno superior o Mioceno inferior hasta el Tortoniense superior (alrededor de los 8 Ma) y Mesiniense superior en la región del Rif. La rápida imbricación de estas unidades evidencia que el emplazamiento de las unidades tectónicas del Arco de Gibraltar se generó mediante un mecanismo tectónico diferente a la continua convergencia de África hacia el NNO y NO con respecto a Iberia. 2) Tras el cese de la propagación de las unidades del Arco de Gibraltar hacia el O, la región entera continúa deformándose por una compresión dominada por la convergencia de placas. Este proceso que continúa activo en la actualidad, deforma toda la región, incluidos el prisma imbricado del Golfo de Cádiz y la Unidad Gravitacional de Herradura. Asimismo, el proceso de convergencia es responsable de la actividad reciente de las fallas situadas en la región SO de Iberia, como la falla de Herradura y la de Marqués de Pombal.

-Interacción entre los procesos de erosión / sedimentación con la evolución tectónica y topográfica

Los volúmenes sedimentarios totales se han dividido en volúmenes tiempo a tiempo para poder contrastarlos con los principales eventos tectónicos. Para cada una de las cuencas se han definido las tasas o velocidades de sedimentación (que resultan de dividir el volumen sedimentario por el área de sedimentación y el intervalo de tiempo en el que se depositan los sedimentos) y la contribución sedimentaria (volumen dividido por el intervalo de tiempo).

En el primer intervalo de tiempo considerado, que abarca el Mioceno inferior y medio, las tasas de sedimentación indican una fuerte asimetría entre la Cuenca de Alborán y el resto de las cuencas donde la acumulación es de un orden de magnitud inferior. En la Cuenca de Alborán la sedimentación se produce a una velocidad de 0,24 mm/a (de 20,4 Ma a 9 Ma), condicionada por la actividad de fallas extensionales, frente a los 0,03 mm/a del Margen Atlántico (de 23,7 Ma a 11,6 Ma), 0,06-0,07 mm/a de las cuencas de antepaís (de 16 Ma a 13 Ma en el Rharb y de 14 Ma a 11,6 Ma en el Guadalquivir) y 0,01 mm/a de las Cuencas Prebéticas (de 20,4 Ma a 11,6 Ma).

En el Mioceno superior (de 9 Ma a 5,3 Ma en Alborán y de 11,6 Ma a 5,3 Ma en el resto de las cuencas) se registra un incremento en la contribución sedimentaria en la totalidad de las cuencas. Las tasas de sedimentación indican una velocidad de 0,17-0,18 mm/a en Alborán, 0,06 mm/a en el Margen Atlántico y Cuenca del Guadalquivir, 0,1 mm/a en la Cuenca del Rharb y 0,04 mm/a en las cuencas intramontañosas.

Durante el Plioceno y el Cuaternario (desde 5,3 Ma hasta la actualidad) las dos cuencas marinas (Alborán y Margen Atlántico) sufren una evolución diferente. En la cuenca de Alborán la contribución sedimentaria disminuye de manera importante y se concentra en depocentros condicionados por la estructura tectónica. La tasa de sedimentación en este periodo de tiempo es de 0,19 mm/a. En el Margen Atlántico sin embargo, se produce un incremento tanto en la contribución sedimentaria como en las tasas de sedimentación que aumentan a 0,22 mm/a. En las cuencas actualmente emergidas las tasas de sedimentación oscilan entre los 0,04 mm/a del Guadalquivir, 0,06 mm/a del Rharb y 0,05 mm/a de las cuencas intramontañosas, en áreas cada vez más reducidas. Esta reducción en el área de recepción, junto a la pérdida de endorreísmo, causa una notable disminución en la contribución sedimentaria en las cuencas actualmente emergidas.

Los volúmenes equivalentes rocosos se han dividido por las áreas de superficie emergida a partir de los mapas paleogeográficos publicados y se ha obtenido la velocidad media a la que se erosiona la superficie emergida, o tasa de erosión. Las tasas de erosión difieren en función de las distintas interpretaciones en cuanto al tamaño de las superficies emergidas, que durante el Mioceno inferior y medio varían significativamente. Las tasas de erosión calculadas con las reconstrucciones de Geel y Roep (1998) y Andeweg (2002) oscilan entre 0,02 y 0,04 mm/a entre el Burdigaliense y el Serravaliense. Las paleogeografías de Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández (1996) muestran unas superficies emergidas más reducidas y unos corredores marinos, a N y S del Dominio de Alborán, muy extensos, especialmente para el Burdigaliense. Las tasas de erosión calculadas a partir de estas áreas dan valores de 0,08-0,09 mm/a para el Burdigaliense y de 0,03-0,04 mm/a para el Languiense. Por último, en la reconstrucción de Braga et al. (2003) del Serravaliense, el área emergida es muy reducida e implica tasas de erosión de más de 0,23 mm/a.

Las tasas de erosión para el Mioceno superior, donde existe un mayor consenso en cuanto a la evolución paleogeográfica, son de 0,1 mm/a, tanto para la cuenca que drena al Mediterráneo, como para el área fuente de las cuencas que desaguan en el Atlántico. En el intervalo del Plioceno y Cuaternario, las tasas de erosión disminuyen y pasan a 0,07 mm/a en la vertiente Mediterránea y 0,05 mm/a en la vertiente Atlántica. Por tanto, el aumento en la contribución y en las tasas de sedimentación en el Margen Atlántico durante el Plio-Cuaternario no se debe a un aumento en la erosión, sino a un incremento en el área emergida que conlleva un mayor desarrollo de la red de drenaje y la captura de algunas cuencas

por los ríos que desaguan en el Atlántico.

La presencia de sedimentos marinos someros ampliamente distribuidos en la región de estudio ha permitido la reconstrucción de la evolución del relieve, especialmente en la Cordillera Bética (Braga et al., 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). En esta Memoria se han modificado los mapas evolutivos del relieve presentes en la literatura, añadiendo nuevos datos. Estos mapas se han relacionado con los mapas de edades de la transición marino-continental de las diferentes cuencas emergidas en la actualidad, así como con el mapa de espesores corticales de Fullea et al. (2007).

Los mapas de evolución del relieve indican que en las Béticas Internas, las zonas meridionales de las Béticas Externas, el Guadalquivir y las regiones que ocupan las cuencas neógenas del Rif, el relieve se forma con posterioridad al Tortonense superior y por plegamiento. En la Cordillera Bética, las sierras centrales (al menos Sierra Nevada, Sierra de los Filabres y Sierra de Gádor), son las zonas que además de sufrir un mayor levantamiento, comienzan a elevarse en primer lugar (en el Tortonense superior), causando el aislamiento en esta edad de las cuencas centrales (Granada y Guadix-Baza). Al SE (en las inmediaciones de Sierra de Alhamilla), N (Cuenca del Guadalquivir) y O (Cuenca de Ronda), la mayor contribución a la formación del relieve se registra a partir del Mesiniense superior.

Las tasas de levantamiento máximas que marcan los afloramientos de sedimentos marinos preservados, dan un resultado de 84 ± 3 m/Ma en la región Prebética desde el Tortonense inferior hasta la actualidad. Desde el Tortonense superior las velocidades de levantamiento máximas obtenidas son de 156 ± 15 m/Ma en la Sierra de los Filabres, 208 ± 20 m/Ma en la Sierra de Gádor y 237 ± 23 m/Ma en Sierra Nevada. En la Cuenca de Ronda desde los 6 Ma hasta la actualidad la tasa de levantamiento es de 179 m/Ma y desde el Plioceno inferior hasta la actualidad en los márgenes de la Cuenca de Sorbas se registra un máximo de 105 ± 20 m/Ma. Estas tasas de levantamiento parecen indicar un aumento de la velocidad en el Tortonense superior con respecto al Tortonense inferior y una posterior atenuación durante el Plioceno inferior. A pesar de que los datos utilizados son escasos, la contribución sedimentaria que presenta los máximos valores en la totalidad de las cuencas durante el Mioceno superior y el incremento en las tasas de erosión avalan esta tendencia.

Se observa que existe una buena correlación entre el grosor cortical y las

edades de levantamiento, así como entre el grosor cortical y los máximos levantamientos registrados desde el Tortonense, al menos en la Cordillera Bética donde los datos son más numerosos. Los espesores corticales actuales en las Béticas Internas se pueden alcanzar mediante el acortamiento debido a la convergencia de placas durante los últimos 8,5 Ma, a partir de una corteza inicial irregular con espesores cercanos a los 24-25 km. Asimismo, esta convergencia sería responsable de la formación de los pliegues de las Béticas Centrales y del relieve actual. Las reconstrucciones cinemáticas indican una convergencia entre las placas Ibérica y Africana de alrededor de 4 mm/año a 4,8 mm/año en la dirección NO-SE (Argus et al., 1989) en este segmento del límite de placas.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- Aellen de La Chapelle, M., 1990. Le Couloir de Pulpi. Doc. et trav. IGAL, 12-13: 195-206.
- Ait Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., et al., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics*, 357: 187-205.
- Akkerman, J.H., Maier, G. y Simon, O.J., 1980. On the geology of the Alpujarride Complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbow.*, 59: 363-374.
- Aldaya, F., García Dueñas, V. y Navarro-Vila, F., 1979. Los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 154-166.
- Aldaya, F., Campos, J., Garcia-Dueñas, V., González Lodeiro, F. y Orozco, M., 1984. El contacto Alpujárrides/Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas, El Borde Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas. Universidad de Granada, Granada, pp. 18-20.
- Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C., 2001. El sector de Padul-Nigüelas. In: C. Sanz de Galdeano, J.A. Peláez and A.C. López-Garrido (Editors), *La Cuenca de Granada. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes*. CSIC-Universidad de Granada, Granada, pp. 121-132.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Yébenes, A., 2002. Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186: 337-349.
- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S. y McClelland, E., 1993. Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 119: 225-241.
- Alonso, B. y Maldonado, A., 1992. Plio-Quaternary margin growth patterns in a complex tectonic setting: Northeastern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 137-143.

- Álvarez, W., Coccozza, T. y Wezel, F.C., 1974. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248: 309-314.
- Alvarez-Marrón, J., 1999. 26. Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (Western Mediterranean). In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 345-355.
- Andeweg, B., 2002. Cenozoic Tectonic Evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields. Ph.D. Thesis, Vrije Universiteit, 178 pp.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 191-198.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. y Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, 94: 5585-5602.
- Augier, R., Jolivet, L. y Robin, C., 2005. Late Orogenic doming in the Eastern Betics: final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics*, 24: TC4003 doi: 10.1029/2004TC001687.
- Auzende, J.M., Olivet, J.-L. y Pastouret, L., 1981. Implication structurales et paléogéographiques de la présence de Mesiniens l'ouest de Gibraltar. *Marine Geology*, 43: 9-18.
- Azañón, J.M. y Crespo-Blanc, A., 2000. Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the Central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19: 549-565.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldivar, J., García-Dueñas, V. y Jabaloy, A., 2002. Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. In: W. Gibbons and T. Moreno (Editors), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 401-416.
- Bakker, H.E., De Jong, K.A., Helmers, H. y Biermann, C., 1989. The geodynamic evolution of the internal zone of the Betic Cordilleras (SE Spain): A model based on structural analysis and geothermobarometry. *J. Metamorph. Geol.*, 7: 359-381.

- 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. y García-Dueñas, V., 1987. Les directions structurales dans le Domain d'Alboran de part et d'autre de Detroit de Gibraltar. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304 (15): 929-933.
- Balanyá, J.C., 1991. Estructura del Dominio de Alborán en la parte N del arco de Gibraltar. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 210 pp.
- Banda, E. y Ansorge, J., 1980. Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 63: 515-532.
- Banda, E., Gallart, J., Garcia-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. y Makris, J., 1993. Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula. New evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221 (1): 53-66.
- Banda, E., Torné, M. y Iberian Atlantic Margins Group, 1995. Iberian Atlantic Margins Group investigates deep structure of ocean margins, *Eos Trans. AGU*, pp. 25.
- Banks, C.J. y Warburton, J., 1991. Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 191: 275-289.
- Barbieri, R. y Gabriele Ori, G., 2000. Neogene palaeoenvironmental evolution in the Atlantic side of the Rifian Corridor (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163: 1-31.
- Bellon, H., Bizón, G., Calvo, J.P., Elizaga, E., Gaudant, J. y López, N., 1981. Le volcán du cerro del Monagrillo (Province de Murcia): Âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, Série II., 292: 1035-1038.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C., 1983. Le magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne): cronologie et principaux caractères géochimiques. *Bull. Soc. Geol. Fr., Ser. 7*, 25: 205-218.
- Benammi, M., Calvo, M., Prévot, M. y Jaeger, J.J., 1996. Magnetostratigraphy and paleontology of Ait Kandoula Basin (High Atlas, Morocco) and African-European Late Miocene terrestrial fauna exchanges. *Earth and Planetary Science Letters*, 145(1-4): 15-29.

- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. y Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6: 164-192.
- Berástegui, X., Banks, C., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M., 1998. Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. In: A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernández (Editors), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society Special Publications, London, pp. 49-68.
- Bernini, M., Boccaletti, M., Moratti, G. y Papani, G., 2000. Structural development of the Taza-Guercif Basin as a constraint for the Middle Atlas Shear Zone tectonic evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 391-408.
- Bijwaard, H. y Spakman, W., 2000. Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion. *Geophysical Journal International*, 141: 71-82.
- Blanco, M.J. y Spakman, W., 1993. The P-wave velocity structure below the Iberian Peninsula; evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221: 13-34.
- Blankenship, C.L., 1990. Structural evolution of the central External Betic Cordillera, southern Spain. MA Thesis, Rice University, Houston.
- Blankenship, C.L., 1992. Structure and palaeogeography of the External Betic Cordillera, southern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 256-264.
- Block, L. y Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9: 557-567.
- Bonnin, J., Olivet, J.-L. y Auzende, J.M., 1975. Structure en nappe a l'ouest de Gibraltar. *C.R. Academy of Science*, 280(5): 559-562.
- Booth-Rea, G., 2001. Tectónica Cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 270 pp.
- Booth-Rea, G., Azanon, J.M., Garcia-Duenas, V. y Augier, R., 2003. Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation

- of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). *Comptes Rendus Geosciences*, 335(9): 751-761.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.-M., Azor, A. y García-Dueñas, V., 2004. Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain). *Journal of Structural Geology*, 26(11): 2039-2958.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O. y García-Dueñas, V., 2005. Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP//LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24: TC2009, doi:10.1029/2004TC001640.
- Bouillin, J., Durand Delga, M. y Olivier, P., 1986. Betic-Rif and Tyrrhenian: distinctive features, genesis and development stages. In: F.C. Wezel (Editor), *The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, pp. 281-304.
- Bourgois, J., Mauffret, A., Ammar, A. y Demnati, A., 1992. Multichannel seismic data imaging of inversion Tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters*, 12: 117-122.
- Brachert, T.C., Betzler, C., Braga, J.C. y Martín, J.M., 1996. Record of climatic change in neritic carbonates: turnover in biogenic associations and depositional modes (late Miocene, southern Spain). *Geol. Rundsch.*, 85: 327-337.
- Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50: 3-26.
- Briend, M., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P., 1990. Le Bassin de Huercal-Overa. *Doc et trav. IGAL*, 12-13: 239-259.
- Bufo, E., Udias, A. y Madariaga, R., 1991. Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pure and Applied Geophysics*, 136: 375-393.
- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R.H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N.H., Holtedahl, H. y Sejrup, H.P., 1987. A giant three-stage submarine slide off Norwa. *Geo-Marine Letters*, 7: 191-198.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell

Science, 274 pp.

- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N., 2000. Geodynamic Evolution of the Lithosphere and Upper Mantle Beneath the Alboran Region of the Western Mediterranean: Constraints from Travel Time Tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105: 10871-10898.
- Calvo, J.P., 1978. Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete. *Estudios Geológicos*, 34: 407-429.
- Camurri, F., 2004. *Struttura ed evoluzione cenozoica del margine atlantico del Marocco settentrionale e sua interazione con le porzioni esterne dell'Arco di Gibilterra*, Università di Parma, Parma, 150 pp.
- Chalouan, M. y Michard, A., 1990. The Ghomaride nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the alpine belt. *Tectonics*, 9: 1565-1583.
- Chalouan, A., Ouazani-Touhami, L., Mouhir, L. y Benmakhlouf, M., 1995. Les failles normales a faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta*, 17: 107-109.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A. y Bally, A.W., 1997. Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco. *AAPG Bulletin*, 81: 1161-1184.
- Chalouan, A. y Michard, A., 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3): 489-519 DOI: 10.1007/s00024-003-2460-7.
- Cirac, P., 1987. Le Bassin Sud-Rifain Occidental au Néogène Supérieur. Evolution de la dynamique sédimentaire et de la paléogéographie au cours d'une phase de comblement. *Mem. Inst. Geol. Basin Aquit.*, 21: 287.
- Comas, M.C., Garcia-Dueñas, V. y Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12: 157-164.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., Soto, J.I. y Campos, J., 1993. An extensional basin developed on a collisional orogen: the Alboran Sea. *Late Orogenic*

- Extension in Mountain Belts (M. Seranne and J. Malavielle, Eds.) Doc. BRGM France, 219: 44-46.
- Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A. y Party, O.L.S., 1996. Las perforaciones del ODP-Leg 161 en el Maditerráneo Occidental. *Geogaceta*, 20(2): 408-411.
- Comas, M., 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. In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results. U.S Govert. Print. Of., Washington D.C.*, pp. 555-580.
- Comas, M.C., Ivanov, M.K. y TTR-12, S.S.P.o., 2003. Alboran basin (Leg. 3). *Interdisciplinary Geoscience Research on the North East Atlantic Margin, Mediterranean Sea and Mid-Atlantic Ridge* (Eds. Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M. and Akhmanov, G.G.). *IOC Technical Series*, 67.
- Cornée, J.J., Ferrandini, M., Saint Martin, J.P., Münch, P., Moullade, M., Ribaud-Laurenti, A., Roger, S., Saint Martin, S. y Ferrandini, J., 2006. The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: New insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230: 129-154.
- 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 systems. Tectonics*, 13: 78-88.
- 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. y Campos, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23: 1615-1630.
- Crespo-Blanc, A. y Luján, M., 2002. Some considerations about the geometry of the boundaries between units of the South Iberian and Flysch Trough domains from commercial seismic profiles and wells. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(3-4): 193-200.
- De Jong, K.A., 1991. Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the

- Betic Cordilleras (SE Spain). Ph.D Thesis. University of Vrije, Amsterdam: 192pp.
- de Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.
- DeMets, C., Gordon, R.G. y Stein, D.F., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21: 2191-2194.
- Dercourt, J., Zonensshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Leprevier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. y Biju-Duval, B., 1986. Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Truco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publication Classics. The Geological Society, London, pp. 265-283.
- Diaz de Federico, A., Gomez-Pugnaire, M.T., Puga, E. y Sassi, F.P., 1979. New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 10: 577-585.
- Didon, J., Durand-Delga, M. y Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre le deux rives de détroit de Gibraltar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15(7): 77-105.
- Doblas, M. y Oyarzun, R., 1989. "Mantle core complexes:□" and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sc. Let.*, 93: 76-84.
- Docherty, J.I.C. y Banda, E., 1992. A note on the subsidence history of the northern margin of the Alboran basin. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 82-87.
- Docherty, C. y Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? *Tectonics*,

14(4): 804-818.

- Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Elverhøi, A., Laberg, J.S., Hollender, F.-J., Mienert, J. y Siegert, M.J., 1996. Large-scale sedimentation on the glacier-influenced Polar North Atlantic margins: long-range sidescan sonar evidence. *Geophysical Research Letters*, 23: 3535-3538.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L. y Phipps Morgan, J., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422: 602-606.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. y Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 91-108.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. y Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-Collisional Transition from subduction-type to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, 46(6): 1155-1201, doi:10.1093/petrology/egi013.
- Durand-Delga, M. y Foucault, A., 1968. Un élément de la Dorsale bétique: le Jabalcon (prov. de Grenade, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(10): 65-75.
- Durand-Delgá, M. y Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. *Mem. BRGM*, 15: 67-85.
- Egeler, C.G. y Simon, O.J. (Editors), 1969. Sur la tectonique de la Zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne), 25. *Verh. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch*, 90 pp.
- Einsele, G. y Hinderer, M., 1998. Quantifying denudation and sediment-accumulation systems (open and closed lakes): basic concepts and first results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140: 7-21.
- Elazzab, D., Galdeano, A., Feinberg, H. y Michard, A., 1997. Prolongement en profondeur d'une écaille ultrabasique allochtone: traitement des données aéromagnétiques et modélisation 3D des péridotites des Beni Malek (Rif, Maroc). *Bull Soc Géol France*, 168: 667-683.
- Elizaga, E. y Calvo, J.P., 1988. Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres

- neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero. *Boletín Geológico Minero*, 100: 193-204.
- England, P., 1981. Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for the Alpine orogeny: An independent control on geobarometers? *Earth and Planetary Science Letters*, 56: 387-397.
- England, P. y Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18: 1173-1177.
- England, P.C. y Houseman, G.A., 1988. The mechanics of the Tibetan Plateau. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Series A*, 326: 301-319.
- Essahlaoui, A., Sahbi, H., Bahi, L. y El-Yamine, N., 2001. Preliminary survey of the structure and hydrogeology of the western Saiss Basin, Morocco, using electrical resistivity. *Journal of African Earth Science*, 32(4): 777-789.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M. y Santisteban, C., 1996. Western Mediterranean reef complexes. In: E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward and J.M. Rouchy (Editors), *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions*. SEPM, Concepts Sedim. Paleont., pp. 55-72.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, J. y Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23: TC1012, doi:10.1029/2002TC001488,.
- Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C., 1996. Stratigraphic Architecture of the Neogene Basins in the Central Sector of the Betic Cordillera (Spain): Tectonic Control and Base-Level Changes. In: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Editors), *Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. World and Regional Geology. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 353-365.
- Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torne, M, Banks, C., 1998. Geophysical and geological constrains on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. In: A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernández (Editors), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geol. Soc., London, pp. 29-48.

- Fernández, M., Marzán, I. y Torne, M., 2004. Lithospheric transition from the Variscan Iberian Massif to the Jurassic oceanic crust of the Central Atlantic. *Tectonophysics*, 386(1-2): 97-115.
- Flinch, J.F., 1993. Tectonic evolution of the Gibraltar Arc. PhD Thesis, Rice University, Houston, 381 pp.
- Flinch, J.F., 1996. Accretion and extensional collapse of the external Western Rif (Northern Morocco). In: P.A. Ziegler and F. Horvath (Editors), *PeriTethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, pp. 61-85.
- Flinch, J.F. y Vail, P.R., 1998. Plio-Pleistocene sequence stratigraphy and tectonics of the Gibraltar Arc. *SEPM Special Publication*, 60: 199-208.
- Fortuin, A.R. y Krijgsman, W., 2003. The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. *Sedimentary Geology*, 160(1-3): 213-242.
- Frizon de Lamotte, D., Guézou, J.C. y Albertini, M.A., 1989. Deformation related to Miocene westward translation in the core of the Betic zone Implications on the tectonic interpretation of the Betic orogen (Spain). *Geodinamica Acta* (Paris), 3(4): 267-281.
- Frizon de Lamotte, D., Andieux, J. y Guézou, J.C., 1991. Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162(4): 611-626.
- Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernández, M., Zeyen, H., Ayarza, P., Robert-Charrue, C., Chalouan, A., Zizi, M., Teixell, A., Arboleya, M.L., Álvarez-Lobato, F., Julivert, M. y Michard, A., 2004. *TRANSMED Transect I: Iberian Meseta - Guadalquivir Basin - Betic Cordillera - Alboran Sea - Rif - Moroccan Meseta - High Atlas - Sahara Platform*. CD of the Mediterranean Consortium for the 32nd International Geological Congress, Springer Verlag.
- Fukao, Y., 1973. Thrust faulting at a lithospheric plate boundary: The Portugal earthquake of 1969. *Earth and Planetary Science Letters*, 18: 205-216.
- Fullea, J., Fernandez, M. y Zeyen, H., 2006. Lithospheric structure in the

- Atlantic-Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. *Comptes Rendus Geosciences*, 338(1-2): 140-151.
- Fullea, J., Fernández, M., Zeyen, H. y Vergés, J., 2007. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System and adjacent zones. *Tectonophysics*, 430: 97-117.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A., 1989. Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordillera, Spain). *Geodinamica Acta*, 3: 73-85.
- Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J., 2001. Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern Betics) since the Late Miocene. *Basin Research*, 13: 199-216.
- García Aguilar, J.M. y Martín, J.M., 2000. Late Neogene to recent continental history and evolution of the Guadix-Baza Basin (SE Spain). *Revista Sociedad Geológica España*, 13(1): 65-77.
- García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torne, M., 2002. Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, 21(3): 10.1029/2002TC001339.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108, B7, 2347: 10.1029/2002JB002073.
- García-Castellanos, D., 2006. Long-term evolution of tectonic lakes: Climatic controls on the development of internally drained basins. In: *Tectonics, Climate, and Landscape evolution*. In: N.H. S.D. Willett, M.T. Brandon & D.M. Fisher (Editor), GSA Special Paper, pp. 283-294 doi: 10.1130/2006.2398(17).
- García-Dueñas, V. y Martínez-Martínez, J.M., 1988. Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio de Alborán: el despegue de los 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 Alboran

- Basin and their implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1980. Mesozoic paleogeographic evolution in the Externes Zones of the Betic Cordillera (Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 59: 155-168.
- García-Melendez, E., Goy, J.L. y Zazo, C., 2003. Neotectonics and Plio-Quaternary landscape development within the eastern Huercal-Overa Basin (Betic Cordilleras, southeast Spain). *Geomorphology*, 50(1-3): 111-133.
- García-Orellana, J., Gràcia, E., Vizcaino, A., Masqué, P., Olib, C., Martínez Ruiz, F., Piñero, E., Sánchez-Cabeza, J.A., Dañobeitia, J.J., 2006. Identifying instrumental and historical earthquake records in the SW Iberian Margin using ²¹⁰Pb turbidite chronology. *Geophysical Research Letters* 33, L24601, doi: 0.1029/2006GL028417.
- Geel, T., 1973. The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (southern Spain). *Gua Papers of Geology, Ser.*, 1, 5: 179.
- Geel, T. y Roep, T.B., 1998. Oligocene to middle Miocene basin development in the Eastern Betic Cordilleras, SE Spain (Vélez Rubio Corridor - España): reflections of West Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Basin Research*, 10(3): 325-344.
- Gelati, R., Moratti, G. y Papani, G., 2000. The Late Cenozoic sedimentary succession of the Taza-Guercif Basin, South Rifian Corridor, Morocco. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 373-390.
- Gill, R.C.O., Aparicio, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirlwall, M.F., Bourgois, J. y Marriner, G.F., 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos*, 78: 363-388.
- Gläser, I. y Betzler, C., 2002. Facies partitioning and sequence stratigraphy of cool-water, mixed carbonate-siliciclastic sediments (Upper Miocene Guadalquivir Domain, southern Spain). *International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.)*, 91: 1041-1053 Doi: 10.1007/s00531-002-0293-8.

- González, A., Córdoba, D., Vegas, R. y Matias, L.M., 1998. Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz. *Tectonophysics*, 296(3-4): 317-331.
- González-Fernández, A., Córdoba, D., Matias, L.M. y Torne, M., 2001. Seismic crustal structure in the Gulf of Cadiz (SW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 22: 207-223.
- Gràcia, E., Charlou, J.L., Radford-Knoery, J. y Parson, L.M., 2000. Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38°N-34°N): ultramafic exposure and hostin of hydrothermal vents. *Earth and Planetary Science Letters*, 177: 89-103.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J.J., Vergés, J. y Team, P., 2003a. Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment in the SW Iberian Margin. *Geology*, 31(1): 83-86.
- Gràcia, E., Doñabeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R. y Córdoba, D., 2003b. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22(4): doi:10.1029/2001TC901045, 2003.
- Gracia, E., Pallas, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., Garcia, M. y Dañobeitia, J., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4): 734-749.
- Guerra-Merchán, A., 1992. La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora, Universidad de Granada, Granada.
- Guillaume, A. y Guillaume, S., 1984. L'érosion dans les Alpes au Plio-Quaternaire et au Miocene. *Eclogae Geol Helv*, 75: 247-268.
- Guillemin, M. y Houzay, J.P., 1982. Le Néogène post-nappe et le Quaternaire du Rif nord-oriental (Maroc). Stratigraphie et tectonique des bassins de melilla, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kebdena. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 314: 7-238.
- Guillén-Mondéjar, F., Arana, R., Fernández, M.T., López-Aguayo, F., Mancheño, M.A., Pérez-Lorente, F., Rodríguez Estrella, T. y Serrano, F., 1996. Las formaciones del mapa geológico a escala 1:25.000 de la Cuenca de Lorca

- (Murcia). *Geogaceta*, 20(5): 1196-1199.
- Guiraud, M. y Seguret, M., 1985. A releasing solitary overstep model for the late Jurassic-early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (northern Spain). *S.E.P.M. Special Publication on Strike-slip tectonics and sedimentation*, 37: 159-175.
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. y Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30: 1071-1074.
- Gutscher, M.-A., 2004. What caused the great Lisbon earthquake? *Science*, 304(27 August 2004): 1247-1248.
- Hanne, D., White, N. y Lonergan, L., 2003. Subsidence analyses from the Betic Cordillera, southeast Spain. *Basin Research*, 15(1): 1-21.
- Haq, B.U., Hardenbol, J.R. y Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156 - 1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C. y Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. In: P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail (Editors), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*. *Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ.*, pp. 3-13.
- Hayes, D.E., Pimm, A.C., Benson, W.E., Berger, W.H., Von Rad, U., Supko, P.R., Beckman, J.P. y Roth, P.H., 1972. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 975.
- Hayward, N., Watts, A.B., Westbrook, G.K. y Collier, J.S., 1999. A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Goringe Bank region, eastern North Atlantic. *Geophysical Journal International*, 138(3): 831-850.
- Hermes, J.J., 1985. Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geológicos*, 41: 157-176.
- Hernández, J., Larouziere, F.D., Bolze, J. y Bordet, P., 1987. Le magmatisme

néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. Bulletin de la Société Géologique de France, 8(3): 257-267.

Hoernle, K., van den Bogaard, P., Duggen, S., Mocek, B. y Garbe-Schönberg, D., 1999. Evidence for Miocene subduction beneath the Alboran Sea: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of volcanic rocks from Holes 977A and 978A. In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161. College Station, TX: Ocean Drilling Program,, pp. 357-373.

Hsü, K., Montadert, L., et al., 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 42(1).

IGME, 1970. Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 83 (Granada-Málaga). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

IGME, 1979. Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 1040 (Zafarraya). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

IGME, 1980. Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 84-85 (Almería-Garrucha). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

IGME, 1981. Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 1041 (Durcal). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

IGME, 1982. Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 78 (Baza). Departamento de publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

IGME, 1986. Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 77 (Jaen). Servicio de Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

IGME, 1988. Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 1025 (Loja). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

IGME, 2003. Resultados del proyecto sobre conocimientos alcanzados de los acuíferos del sur de Sierra de Gádor-Campo de Dalías.

- Iribarren, L., Vergés, J., Camurri, F., Fullea, J. y Fernández, M., 2007. The structure of the Atlantic-Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia-Africa plate boundary). *Marine Geology* (en prensa).
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Torne, M. y Bird, P., 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 175-189.
- Jiménez-Munt, I. y Negredo, A., 2003. Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary: from the Mid-Atlantic ridge to Algeria. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4): 257-271.
- Jiménez-Munt, I., García-Castellanos, D., Negredo, A.M. y Platt, J.P., 2005. Gravitational and tectonic forces controlling the post-collisional deformation and present-day stress of the Alps. Constraints from numerical modelling. *Tectonics*, 24: TC5009, doi: 10.1029/2004TC001754.
- Johnson, C., 1997. Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: An example from southern Spain. *Geology*, 25(7): 623-626.
- Johnson, C., Harbury, N. y Hurford, A.J., 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16(2): 189-204.
- Jurado, M.J. y Comas, M.C., 1992. Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12: 129-136.
- Kenyon, N.H., 1987. Mass-wasting features on the continental slope of northwest Europe. *Marine Geology*, 74: 57-77.
- Kozur, H., Mulder-Blanken, C.H.W. y Simon, O.J., 1985. On the Triassic of the Betic Cordilleras (S Spain), with special emphasis on holothurian scleretis. *Proc. Kon. Ned. Acad. Wetensch., Ser. B*, 88: 83-110.
- Krijgsman, W. y Garcés, M., 2004. Palaeomagnetic constraints on the geodynamic evolution of the Gibraltar Arc. *Terra Nova*, 16: 281-287.

- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. y Wilson, D.S., 1999a. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652-655.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G. y Villa, G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 153: 147-160.
- Kruse, S., McNutt, M., Phipps-Morgan, J., Royden, L. y Wernicke, B., 1991. Lithospheric extension near Lake Mead, Nevada: A model for ductile flow in the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 96: 4435-4456.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I. y Székely, B., 2001. Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget: the Miocene core complexes of the Alps. *Tectonophysics*, 330(1-2): 1-23.
- Laberg, J.V., Vorren, T.O., Mienert, J., Bryn, P. y Lien, R., 2002. The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4,000 years ago. *Geo-Marine Letters*, 22: 19-24.
- Lajat, D., Biju-Duval, B., Gonnard, R., Letouzey, J. y Winnock, E., 1975. Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-rifian. *Bull. Soc. Géol. France*, 17: 481-485.
- Lanaja, J.M., Querol, R. y Navarro, A., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, 1-465 pp.
- Larouziere, F.D. y Ott d'Estevou, P., 1990. Les Bassins d'Hinojar et Mazarron. *Doc et trav. IGAL*, 12-13: 207-220.
- Lonergan, L. y Mange-Rajetzky, M.A., 1994. Evidence for internal zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 151: 515-529.
- Lonergan, L. y White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3): 504-522.
- López-Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C., 1999. Neogene Sedimentation and Tectonic-Eustatic Control of the Málaga Basin (South Spain). *Journal of*

- Petroleum Geology, 22(1): 81-96.
- Luján, M., 2003. Estructura y cinemática de la Unidad de Aljibe (Complejo de Flyschs, Béticas): Ensayo de modelización analógica. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 131 pp.
- Maestro, A., Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C.J., Lowrie, A., Vázquez, J.T. y Díaz-del-Río, V., 2003. Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cádiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova*, 15: 380-391.
- Maldonado, A. y Nelson, C., 1999. Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology*, 155(1-2): 217-242.
- Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L., 1999. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155(1-2): 9-43.
- Marsaglia, K.M. y Tribble, J.S., 1999. Petrography and mineralogy of the uppermost Messinian section and the Pliocene/Miocene boundary at Site 975, Western Mediterranean Sea. Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 3-20.
- Martín, J.M. y Braga, J.C., 1994. Messinian events in the Sorbas basin of Southeastern Spain and their implications on the recent history of the Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 90: 257-268.
- Martín, J.M. y Braga, J.C., 1996. Tectonic signals in the Messinian stratigraphy of the Sorbas basin (Almería, SE Spain). In: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Editors), *Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. World and Regional Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 387-391.
- Martín-Algarra, A., 1987. Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética, Universidad de Granada, 1171 pp.
- 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(2): 205-225.

- Martínez-Martínez, J.M. y Azañón, J.-M., 2002. Orthogonal extension in the hinterland of the Gibraltar Arc (Betics, SE Spain). *Journal of the Virtual Explorer*, 8: 3-22.
- Martínez-Martínez, J.M. y Booth-Rea, G., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics*, 422: 159-173.
- 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: doi:10.1029/2001TC001283.
- Martín-Penela, A., 1987. Los grandes mamíferos del yacimiento achelense de la Solana del Zamborino (Fonelas, Granada). *Antropol. Paleoecol. Humana*, 5: 29-188.
- Martins, I. y Mendes Victor, L.A., 1980. Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal continental: Universidade de Lisboa. Instituto Geofísico do Infante D. Luís, publicacion 18, 67 p.
- Mattei, M., Cifelli, F., Rojas, I.M., Crespo Blanc, A., Comas, M., Faccenna, C., y Porreca, M., 2006, Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constrains from the Betic chain. *Earth and Planetary Science Letters*, 250: 522-540.
- Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E. y Ansorge, J., 1986. Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain). *Ann. Geophys.*, 4(B4): 457-464.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vazquez, J.T., Maldonado, A., Diaz-del-Rio, V., Maestro, A., Cordoba, D. y Fernandez-Puga, M.C., 2004. Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cadiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209(1-4): 173-198.
- Michard, A., Feinberg, H., Elazzab, D., Bouybaouene, M. y Saddiqi, O., 1992. A Serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 435-442.

- Michard, A., Frizon de Lamotte, D. y Chalouan, A., 2005. Comment on “The ultimate arc: Differential displacements, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc” by J. P. Platt et al. *Tectonics*, 24: TC1005, doi:10.1029/2003TC001603.
- Molnar, P. y England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climatic change: chicken or egg? *Nature*, 346: 29-34.
- Molnar, P., England, P. y Martinod, J., 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31: 357-396.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., de Larouzière, F.D. y Bedu, P., 1992. Originalité géodynamique des bassins Néogène du domaine Bétique orientale. *IGAL, Notes et Mémoires*, 1-21: 11-49.
- Morel, J.L., 1980. Contribution à l'étude géologique et structurale de la région de Midar (Rif Oriental, Maroc), Univ. Paris Sud.
- Morley, C.K., 1992. Notes on Neogene basin history of the western Alboran Sea and its implications for the tectonic evolution of the Rif-Betic orogenic belt. *J. Afr. Earth Sci.*, 14: 57-66.
- Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Faugères, J.-C., Habgood, E., Hernandez-Molina, F.J., Estrada, F., Llave-Barranco, E., Poirier, D., Gorini, C., Fuchey, Y., Voelker, A., Freitas, P., Lobo Sanchez, F., Fernandez, L.M., Kenyon, N.H. y Morel, J., 2003. The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters*, 23(1): 7-18, DOI: 10.1007/s00367-003-0119-0.
- Münch, P., Roger, S., Cornée, J.J., Sain Martin, J.P., Féraud, G. y Ben Moussa, A., 2001. Restriction of the seawater exchanges between the Atlantic and the Mediterranean during the Messinian: contribution of the tephrochronology of the Melilla-Nador area (north-eastern Rif, Morocco). *C. R. Acad. Sci. Paris/ Earth and Planetary Sciences*, 332: 569-576.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J.M., 1984. Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Publications du CNEXO, Rapp. Scient. et Techn.*, 54: 108-112.
- Olivier, P., 1984. Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc, Espagne), Univ. Paul Sabatier, Toulouse.

- Osete, M.L., Freeman, R. y Vegas, R., 1988. Preliminary palaeomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): Kinematic and structural implications. *Phys. Earth Planet. Int.*, 52: 283-300.
- Osete, M.L., Freeman, R. y Vegas, R., 1989. Paleomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary. In: C. Kissel and C. Laj (Editors), *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*, Dordrecht, pp. 381-391.
- Pedreira, A., Marín Lechado, C., Galindo Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., y Ruiz Costan, A., 2006. Fault and fold interaction during the development of the Neogene-Quaternary Almería-Níjar basin (SE Betic Cordilleras). In *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa* (Geological Society of London 2006), 217-223.
- Peizhen, Z., Molnar, P. y Downs, W.R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410: 891-897.
- Perconig, E., 1960-1962. Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne Meridionale), Livre Mémoire du Professeur Paul Fallot. Mémoires hors-Série de la Société géologique de France, pp. 229-256.
- Pérez-Belzuz, F., 1999. Geología del margen y Cuenca del Mar de Alborán durante el Plio-Cuaternario: Sedimentación y Tectónica. Tesis Doctoral. Barcelona.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C., 1994. Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7: 141-153.
- Pinheiro, L., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhaes, V., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N. y Cunha, M.R., 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology*, 195: 131-151.
- Platt, J.P., Van der Eeckhout, B., Janzen, E., Konert, G., Simon, O.J. y Weijermars, R., 1983. The structure and tectonic evolution of the Aguilón nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 5: 519-535.

- 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(6): 540-543.
- Platt, N.H. y Walter, S., 1995. Integrated seismic, gravity and magnetic modelling: examples from the Central North Sea. *First Break*, 13(10): 409-418.
- Platt, J.P., Soto, J.I. y Comas, M.C., 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., Soto, J.-I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J. 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(5): 671-689.
- Platt, J.P. y Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U–Pb zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 591–605.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A. y Hollick, L., 2003. Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31(3): 251–254.
- Platzman, E.S., 1992. Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar arc. *Geology*, 20(4): 311-314.
- Platzman, E., Platt, J.P., Kelley, S.P. y Allerton, S., 2000. Large clockwise rotations in an extensional allochthon, Alboran Domain (southern Spain). *J. Geol. Soc. London*, 157: 1187-1197.
- Puga, E. y Diaz de Federico, A., 1978. Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. In: U.d. Granada (Editor), Proc. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, pp. 79-111.
- Purdy, G.M., 1975. The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary.

- Royal Astronomical Society Geophysical Journal, 43: 973-1000.
- Reicherter, K.R. y Peters, G., 2005. Neotectonic evolution of the Central Betic Cordilleras (Southern Spain). *Tectonophysics*, 405: 191-212.
- Rodríguez-Fernández, J., 1982. El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Ph D Thesis, Univ. Granada, Granada, 224 pp.
- Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., Soria, J.M., Martín-Pérez, J.A. y Soto, J.I., 1999. The sedimentary record of the Alboran Sea; an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. In: R. Zhan, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proc. ODP Sci. Results, Leg 161. U.S. Govert. Print. Of., Washington D.C.*, pp. 69-76.
- Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C., 2001. La Cuenca de Granada. Interpretación de su estructura a partir de perfiles sísmicos. In: C. Sanz de Galdeano, J.A. Peláez and A.C. López-Garrido (Editors), *La Cuenca de Granada. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes. CSIC-Universidad de Granada, Granada*, pp. 109-120.
- Rodríguez Fernández, L.R., Bellido, F., Díez, A., González Clavijo, E., Heredia, N., López, F., Marín, C., Martín-Parra, L.M., Martín-Serrano, A., Matas, J., Montes, M., Nozal, F., Quintana, L., Roldán, F., Rubio, F. y Salazar, A., 2004. Mapa Tectónico de España a escala 1:2.000.000, in Vera, J.A., ed., *Geología de España, SGE-IGME, Madrid*.
- Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C., 2006. Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin Research*, 18: 85-102, doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00284.x.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19: 613-616.
- Rouchy, J.-M., Pierre, C., Et-Touharni, M., Kerzazi, K., Caruso, A. y Blanc-Valleron, M.M., 2003. Late Messinian to Early Pliocene paleoenvironmental changes in the Melilla Basin (NE Morocco) and their relation to Mediterranean evolution. *Sedimentary Geology*: doi: 10.1016/S0037-0738(03)00157-X.

- Rovere, M., 2002. *Strutturazione del margine atlantico iberico ed inversione miocena in prosimità del limite di placca Eurasia-Africa*. PhD Thesis, Università degli Studi di Bologna, Bologna, 186 pp.
- Rovere, M., Ranero, C.R., Sartori, R., Torelli, L. y Zitellini, N., 2004. Seismic images and magnetic signature of the Late Jurassic to Early Cretaceous Africa-Eurasia plate boundary off SW Iberia. *Geophysical Journal International*, 158(2): 554-568.
- Royden, L., 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12: 629-638.
- Royden, L.H., 1993b. The steady-state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms. *Journal of Geophysical Research*, 98: 4487-4507.
- Ruíz-Bustos, A., Fernández, J., Morales, J., Rodríguez-Fernández, J. y Vera, J.A., 1990. Los materiales Plio-Pleistocenos del borde Norte de la Depresión de Granada. *Estud. Geol.*, 46: 270-290.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, H. y Wezel, F.C., 1973. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 514.
- Saadi, M., Hilali, E.A., Bensaïd, M., Boudda, A. y Dahmani, M., 1985. *Carte Géologique du Maroc*. Ministère de l'Énergie et des Mines. Direction de la Géologie. Editions du Service Géologique du Maroc.
- Sani, F., Zizi, M. y Bally, A.W., 2000. The Neogene-Quaternary evolution of the Guercif Basin (Morocco) reconstructed from seismic line interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 343-357.
- Sanz de Galdeano, C., 1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 41: 59-68.
- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1991. Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geológica Hispánica*, 26: 205-227.

- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A., 1992. Stratigraphic record and paleogeographic context of Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Sanz de Galdeano, C.M., 1996. Tertiary Tectonic Framework of the Iberian Peninsula. In: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Editors), *Tertiary Basins of Spain of Stratigraphic of Crustal Kinematics. World and Regional Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 9-14.
- Sanz de Galdeano, C., 1997. La Zona Interna Bético-Rifeña, *Monografías Tierras del Sur*. Universidad de Granada, Granada, pp. 316.
- Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63(3-4): 175-190.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D. y Lodolo, E., 1994. Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22(6): 555-558.
- Sautkin, A., Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I. y Alekseev, A., 2003. Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data. *Marine Geology*, 195(1-4): 237-261.
- Schlunegger, F., Jordon, T.E. y Klaper, E.M., 1999. Controls of surface erosion on the evolution of the Alps: constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basin. *International Journal of Earth Sciences*, 88(2): 285-304.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. y Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, 379(February): 785-790.
- Serrano, F., 1979. Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Universidad de Málaga, 272 pp.
- Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J., 1996. Late Neogene Depositional Sequences in the Foreland Basin of Guadalquivir (SW Spain). In: P.F. Friend and C.J. Dabrio (Editors), *Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. World and Regional Geology*. Cambridge University Press, Cambridge,

pp. 339-345.

- Skilbeck, C.G. y Tribble, J.S., 1999. Description, classification, and origin of upper Pliocene-Holocene marine sediments in the Alboran Basin. Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 161: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 83-97.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P. y Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication, pp. 187-201.
- Soria, J.M., 1994. Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región de Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7(3-4): 199-213.
- Soria, J.M., 1998. La Cuenca de Antepaís Norbética en la Cordillera Bética Central (sector del Mencal): evolución tectosedimentaria e historia de la subsidencia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2): 23-31.
- Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C., 1999. Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): Implications for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 255-266.
- 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. y Platt, J.P., 1999. Petrological structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea Basin, western Mediterranean. *Journal of Petrology*, 40(1): 21-60.
- Soto, J.I., Comas, M.C. y Talukder, A.R., 2003. Evolution of the Mud Diapirism in the Alboran Sea (Western Mediterranean). 2003 AAPG International Conference and Exhibition, Barcelona.
- Spakman, W. y Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and

- P. Ziegler (Editors), The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, pp. 31-52.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., y Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3): 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stüwe, K. y Barr, T.D., 2000. On the relationship between surface uplift and gravitational extension. *Tectonics*, 19: 1056-1064.
- Talukder, A.R., 2003. La Provincia Diapírica de lodo en la Cuenca Oeste del Mar de Alborán: Estructuras, génesis y evolución. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, 251 pp.
- Terrinha, P., 1998. Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, Imperial College, London, 400 pp.
- Thiebot, E. y Gutscher, M.-A., 2006. The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 1): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modeling. *Tectonophysics*, 426: 135-152.
- Torelli, L., Sartori, R. y Zitellini, N., 1997. The giant chaotic body in the Atlantic Ocean off Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. *Marine and Petroleum Geology*, 14(2): 125-138.
- Torne, M., Fernández, M., Comas, M.C. y Soto, J.I., 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Sea Basin: Results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *Journal of Geophysical Research*, 105(B2): 3209-3228.
- Torres-Roldán, R.L., G., P. y Peccerillo, A., 1986. An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea - Evidence for pre-collisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundschau*, 75: 219-234.
- Tortella, D., Torné, M. y Pérez-Estaún, A., 1997. Geodynamic Evolution of the

- Eastern Segment of the Azores-Gibraltar Zone: The Gorringe Bank and the Gulf of Cadiz Region. *Marine Geophysical Researches*, 19(3): 211-230.
- Vera, J.A., 1988. Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Revista Sociedad Geológica España*, 1: 373-392.
- Vera, J.A., 2000. El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Revista Sociedad Geológica España*, 13(2): 345-373.
- Vera, J.A., 2001. Evolution of the South Iberian Continental Margin. In: P. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Joleau (Editors), *Peritethyan rift/wrench basins and passive margins*. Mem. Mus. natn. Hist. nat., Paris, pp. 109-143.
- Vissers, R.L.M., 1981. A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the Alpine metamorphism. *Gua Papers of Geology, Ser.*, 1, 15: 154.
- Vissers, R.L.M., Platt, J.P. y van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, 14(4): 786-803.
- Vizcaino, A., Gràcia, E., Pallàs, R., Garcia-Orellana, J., Escutia, C., Casas, D., Willmott, V., Diez, S., Asioli, A., and Dañobeitia, J., 2006. Sedimentology, physical properties and ages of mass-transport deposits associated to the Marquês de Pombal Fault, Southwest Portuguese Margin. *Norwegian Journal of Geology*, 86: 177-186.
- Vorren, T.O., Laberg, J.S., Blaume, F., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Mienert, J., Rumohr, J. y Werner, F., 1998. The Norwegian-Greenland Sea continental margins: morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. In: A. Elverhøi (Editor), *Glacial and oceanic history of the polar north Atlantic margins*. *Quaternary Science Review*, 17, pp. 273-302.
- Watts, A.B., Platt, J.P. y Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Research*, 5: 153-177.
- Wdowinski, S. y Axen, G.J., 1992. Isostatic rebound due to tectonic denudation: A viscous flow model of a layered lithosphere. *Tectonics*, 11: 303-315.

- Weijermars, R., Roep, T.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G. y Kleverlaan, K., 1985. Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 64: 397-411.
- Wildi, W., Nold, M. y Uttinger, J., 1977. La Dorsale calcaire entre Tetouan et Asifane (Rif Interne, Maroc). *Eclogae geol Helv*, 70: 371-416.
- Wildi, W., Nold, M. y Uttinger, J., 1981. Géologie de la Dorsale calcaire entre Tetouan et Asifane (Rif Interne, Maroc). Editions du Service Géologique du Maroc. Notes et Mémoires vol 300 and a structural map (scale 1/100,000).
- Wilson, M. y Bianchini, G., 1999. Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extensions within the Alpine Orogen*. Geological Society Special Publication, 134, pp. 141-168.
- Woodside, J.M. y Maldonado, A., 1992. Styles of compressional neotectonics in the Eastern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12: 111-116.
- Wortel, M.J.R. y Spakman, W., 2000. Geophysics-subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290: 1910-1917.
- Wrobel, F. y Michalzik, D., 1999. Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 127(3-4): 171-191.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M. y Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20: 79-82.
- Zeck, H.P., 1996. Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extension tectonics. *Tectonophysics*, 254(1-2): 1-16.
- Zeck, H.P., 1997. Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc: Centrifugal extensional allochthonous derived from the earlier alpine, westward subducted nappe pile. *Tectonophysics*, 281: 195-207.

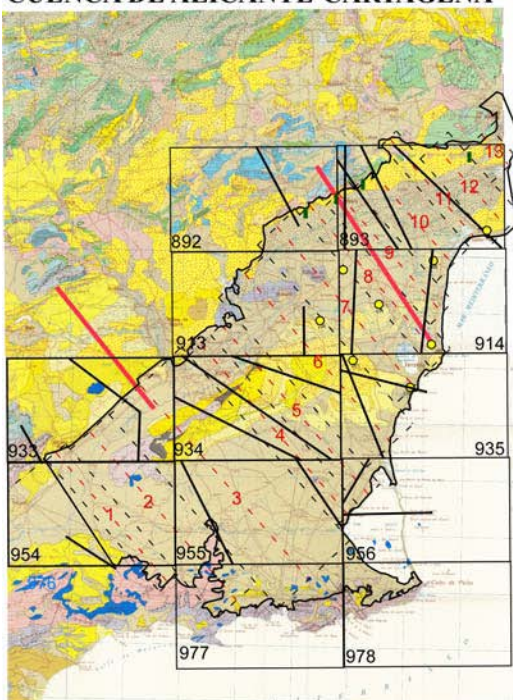
- Zeck, H.P., 1999. Alpine plate kinematics in the western Mediterranean: a westward-directed subduction regime followed by slab roll-back and slab detachment. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extensions within the Alpine Orogen*. Geological Society Special Publication, 134, pp. 109-120.
- Zitellini, N., Mendes, L.A., Cordoba, D., Dañobeitia, J.J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, G., Sartori, R., Torelli, L., et al., 2001. Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 82(26): 285-2.
- Zitellini, N., Matias, L., Rovere, M., et al., 2002. *Voltaire 2002. Cruise Report*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Bologna. IGM-CNR Technical Report 79, pp. 33.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., y Team BIGSETS, 2004. Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3): 565-587 DOI: 10.1007/s00024-003-2463-4.
- Zizi, M., 1996. Triassic-Jurassic extensional systems and their Neogene reactivation in Northern Morocco (the Rides pre-Rifaines and Guercif Basin). PhD Thesis, Rice University, Houston.
- Zouhri, L., Lamouroux, C. y Buret, C., 2001. La Mamora, charnière entre la Meseta et le Rif: son importance dans l'évolution géodynamique post-paléozoïque du Maroc. *Geodinamica Acta*, 14: 361-372.
- Zouhri, L., Gorini, C., Lamouroux, C., Vachard, D. y Dakki, M., 2003. Hydrogeological interpretation of the southern Rifain basins aquifer (Morocco): seismic reflexion contribution. *Comptes Rendus Geoscience*, 335: 319-326.

ANEXO

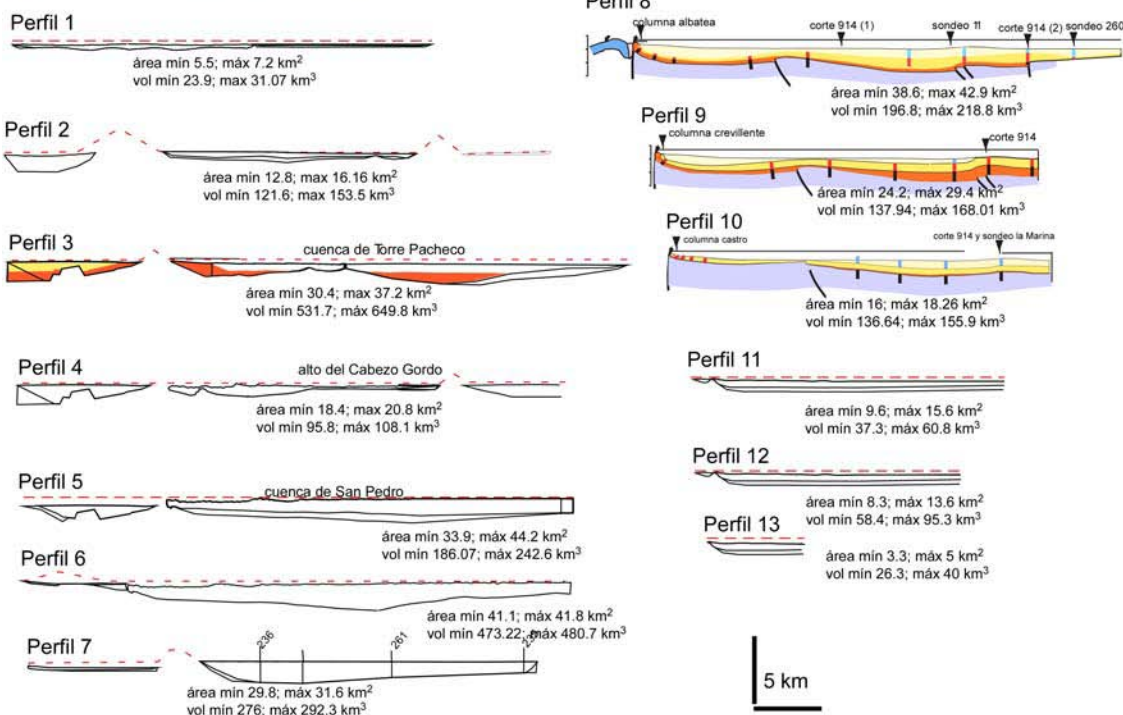
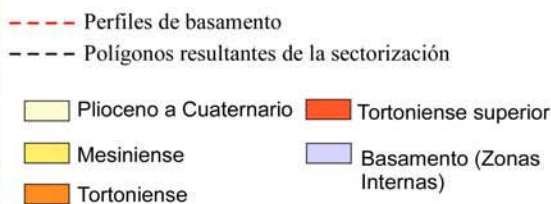
ANEXO

En este anexo se incluyen los datos utilizados, las referencias específicas para cada cuenca, los perfiles de basamento e isopacas construidos y el material adicional que se ha utilizado en los cálculos realizados para extraer los volúmenes sedimentarios de las cuencas intramontañas.

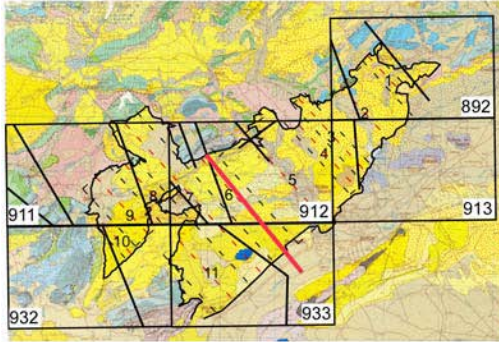
CUENCA DE ALICANTE-CARTAGENA



Datos	Referencias
— Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 72 (Elche) 79 (Murcia)
▨ MAPAS GEOLÓGICOS IGME 935 escala 1:50.000 y cortes geológicos	Hojas: 977, 978, 954, 955, 956, 933, 934, 935, 913, 914, 892, 893
○ Sondeos	Lanaja et al. (1987)
■ Columnas estratigráficas	Soria et al. (2001)
— Cortes geológicos	Alfaro et al. (2002) Garcés et al. (2001)



CUENCA DE FORTUNA



Datos	Referencias
Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 72 (Elche) 79 (Murcia)
MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:50.000 y cortes geológicos	Hojas: 892,911, 912, 913,932, 933
Cortes geológicos	Garcés et al. (2001)
Perfiles de basamento	
Polígonos resultantes de la sectorización	

Perfil 1

área mín 1.12; máx 1.22 km²
 vol mín 2.95; máx 3.22 km³

Perfil 2

área 6.55 km²
 vol 77.3 km³

Perfil 3

área mín 7.5; máx 8.8 km²
 vol mín 22.5; máx 26.4 km³

Perfil 4

área mín 6; máx 8 km²
 vol mín 19.8; máx 26.4 km³

Perfil 5

área mín 16.9; máx 19.2 km²
 vol mín 224; máx 254.4 km³

Perfil 6

área 22.6 km²
 vol 127.5 km³

Perfil 7

área mín 15; máx 16.55 km²
 vol mín 90; máx 99.3 km³

Perfil 8

área mín 1.14; máx 1.31 km²
 vol mín 5; máx 5.7 km³

Perfil 9

área mín 3.1; máx 3.6 km²
 vol mín 19.8; máx 23.04 km³

Perfil 10

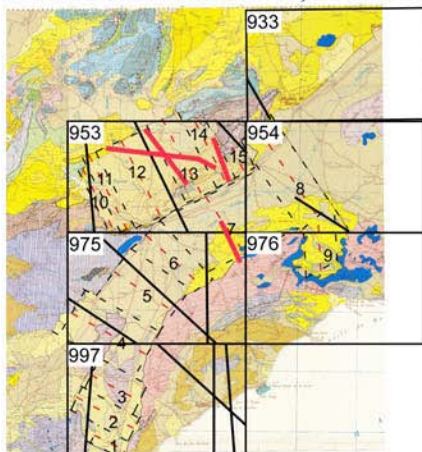
área mín 2.4; máx 2.7 km²
 vol mín 6.72; máx 7.5 km³

Perfil 11

área mín 6.4; máx 11.9
 vol mín 51.2; máx 95.2

5 km

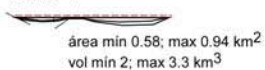
CUENCAS DE LORCA, CORREDOR DE PULPÍ E HINOJAR



Datos	Referencias
Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 79 (Murcia)
MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:50.000 y cortes geológicos	Hojas: 933, 953, 954, 975, 976, 997
Cortes geológicos	Guillén-Mondéjar et al. (1996) Wrobel y Michalzik (1999) Aellen de la Chapelle, M. (1990) Larouziere, F.D. and Ott d'Estevou, P. (1990)

- - - - Perfiles de basamento
- - - - Polígonos resultantes de la sectorización

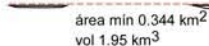
Perfil 1



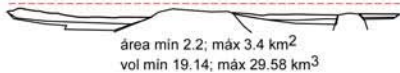
Perfil 2



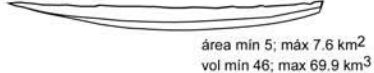
Perfil 3



Perfil 4



Perfil 5



Perfil 6



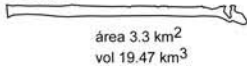
Perfil 7



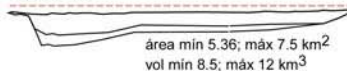
Perfil 8



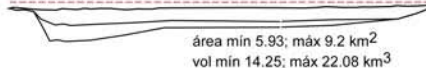
Perfil 9



Perfil 10



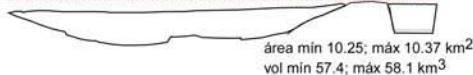
Perfil 11



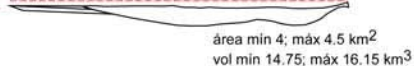
Perfil 12



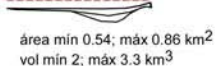
Perfil 13



Perfil 14

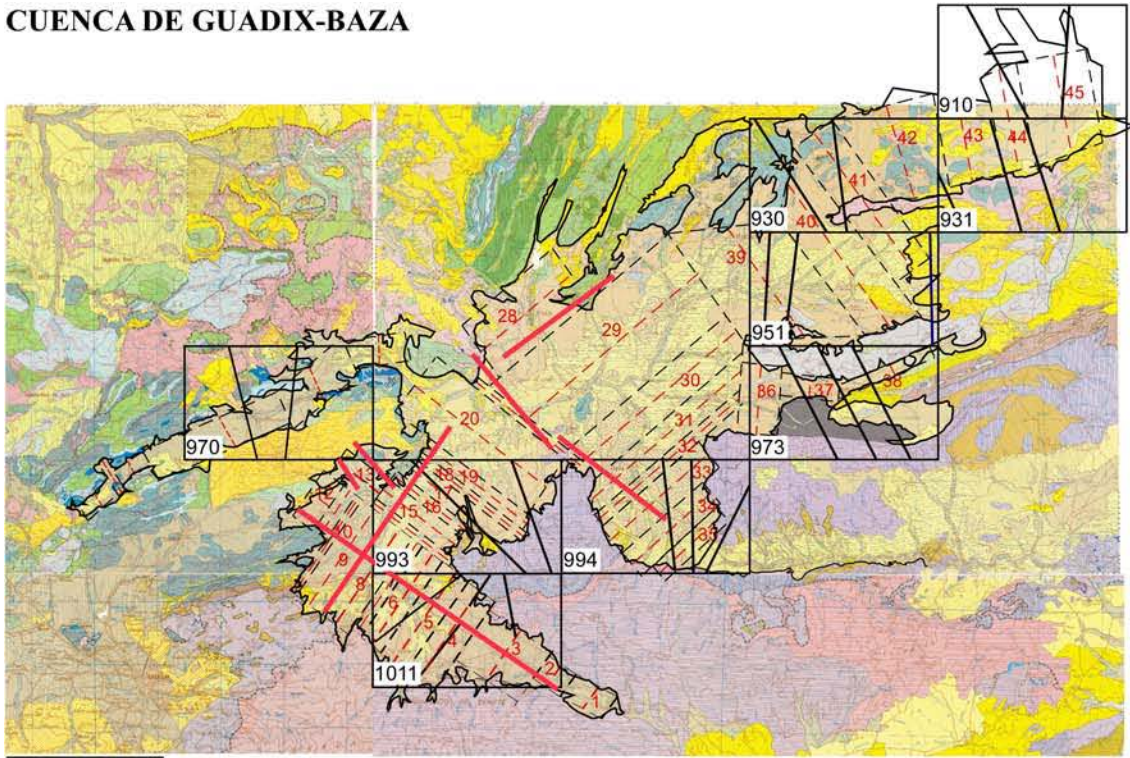


Perfil 15



2 km

CUENCA DE GUADIX-BAZA



Datos	Referencias
Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 77 (Jaén), 78 (Baza), 83 (Granada-Málaga), 84 (Almería-Garrucha)
MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:50.000 y cortes geológicos	Hojas: 910, 930, 931, 951, 970, 973, 993, 994, 1011
Cortes geológicos	Aguilar y Martín (2000) Fernández et al. (1996) Soria et al. (1994 y 1999)

--- Perfiles de basamento

--- Polígonos resultantes de la sectorización

Perfil 1
 área min. 0.217 / máx. 0.37 km²
 vol. min. 1.7 / máx. 3 km³

Perfil 2
 área 0.35 / 0.51 km²
 vol. 2.6 / 1.9 km³

Perfil 3
 área 1.4 / 1.68 km²
 vol. 17.3 / 20 km³

Perfil 4
 área 2.5 / 2.8 km²
 vol. 13.4 / 14.8 km³

Perfil 5
 área 7 / 9.66 km²
 vol. 35 / 48.3 km³

Perfil 6
 área 13,6 / 15,3 km²
 vol. 62,15 / 55,2 km³

Perfil 7
 área 13.22 / 16.4 km²
 vol. 26.5 / 32.8 km³

Perfil 8
 área:30.4 km²
 vol. 152 km³ final NE de 13 y 14

Perfil 9
 área 19.1 / 24.3 km²
 vol 96.4 / 122.7 km³


Perfil 10
 área 8.4 / 12.3 km²
 vol 9.24 / 13.53 km³


Perfil 11
 área 3.65 / 4.3 km²
 vol 8.9 / 10.4 km³


Perfil 12
 área 1.074 / 1.5 km²
 vol 9.42 / 13.15 km³


5 km


CUENCA DE GUADIX-BAZA


Perfil 13  área 0.599 / 0.9 km²
vol 2.97 / 4.3 km³


Perfil 14  área: 8.834 / 10.06 km²
vol 13.5 / 14 km³


Perfil 15  área: 7.474 / 9.2 km²
vol 27.55 / 34 km³


Perfil 16  área: 16.2 / 19.5 km²
vol: 29.103 / 35.1 km³

Perfil 17  área 10.76 / 12.46 km²
vol 35.25 / 40.8 km³

Perfil 18  área 19.15 / 24.6 km²
vol 27.38 / 35.17 km³

Perfil 19  área 13.8 / 15.6 km²
vol 33.81 / 38.22 km³


Perfil 20  área 7.2 / 7.6 km²
vol 190 / 200.6 km³


Perfil 21  área 11.1 / 11.32 km²
vol 17.76 / 18.11 km³


Perfil 22 área 0.17 km², vol 1.18 km³


Perfil 23 área 0.42 km², vol 0,62 km³

Perfil 24 área 0.16 km², vol 0,87 km³

Perfil 25 corte I-I (970)  área 0.53 km²
vol 12.1 km³

Perfil 26 corte II-II (970)  área 0.453 km²
vol 6.1 km³


Perfil 27  área 0.818 / 1.105 km²
vol 7.3 / 9.94 km³


Perfil 28  área 11.4 / 14,18 km²
vol 116.3 / 144.6 km³


Perfil 29  área 21.5 / 23.6 km²
vol 339.7 / 372.88 km³


Perfil 30  área 16.2 / 19.7 km²
vol 102 / 124.1 km³


Perfil 31  área 4 / 6 km²
vol 16.6 / 24.9 km³

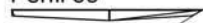
Perfil 32  área 32 / 37.5 km²
vol 64 / 75 km³


Perfil 33  corrección topografía: vol 54,6 / 75 km³


Perfil 34  área 31.6 / 38.2 km²
vol 167.7 / 204.4 km³


Perfil 34  corrección topografía: vol 150,7 / 204,4 km³

Perfil 35  área: 10.14 / 12.5 km²
vol 44.4 / 54.7 km³


Perfil 35  corrección topografía: vol 40,4 / 54,7 km³



Perfil 35  área 7.35 / 8.34 km²
vol 21.2 / 24.1 km³
corrección topografía: vol 18,3 / 24,1 km³


Perfil 36  área 0.49 / 0.81 km²
vol 3 / 4.9 km³


Perfil 37  área 0.4 km²
vol 3.72 km³


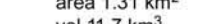
Perfil 38  área 0.063 km²
vol 1 km³


Perfil 39  área 6.55 / 9.4 km²
vol 118.7 / 170.42


Perfil 40  corte II-II (930)  área 7.68 / 5.44 km²
vol 48.9 / 69.17 km³

Perfil 41  área 2 / 2.27 km²
vol 14.4 / 16.38 km³

Perfil 42  área 0.5 / 0.53 km²
vol 6.4 / 6.83 km³

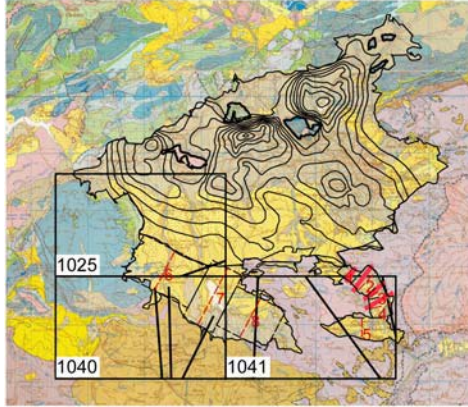
Perfil 43  corte II-II (931)  área 1.31 km²
vol 11.7 km³

Perfil 44  área 8 / 10.4 km²
vol 48 / 62.4 km³

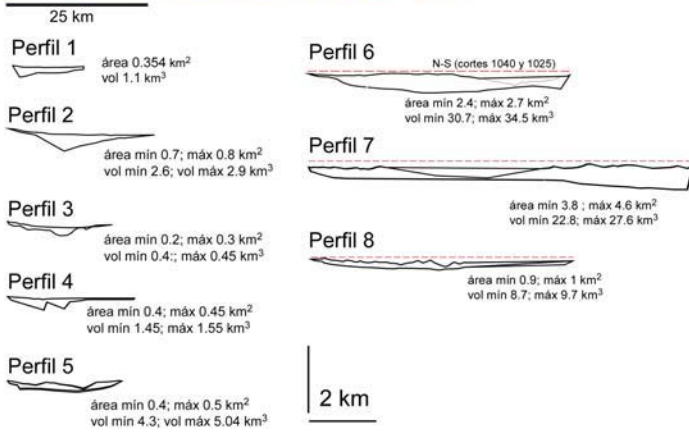
Perfil 45  área 17.4 / 20 km²
vol 193.1/222 km³

5 km

CUENCA DE GRANADA

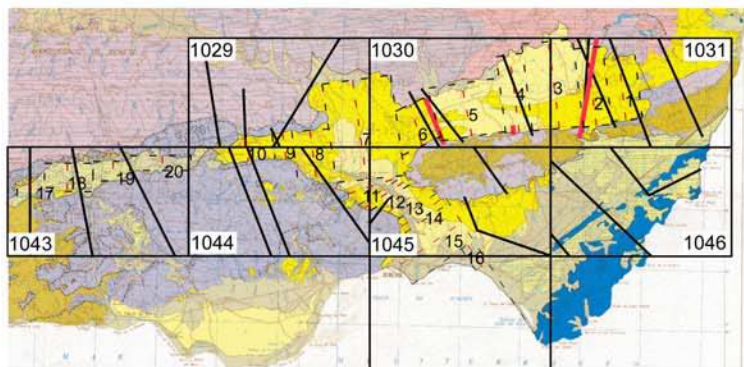


Datos		Referencias
	Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 77 (Jaén) 83 (Granada-Málaga)
	MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:50.000 y cortes geológicos	
	Altitud basamento	Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano (2006)
	Cortes geológicos	Alfaro et al. (2001)
	Perfiles de basamento	
	Polígonos resultantes de la sectorización	



Mapas de isopacas parciales por tiempos en Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano (2006)

CUENCA DE SORBAS-TABERNAS



Datos	Referencias
Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 84 (Almería-Garrucha)
MAPAS GEOLÓGICOS IGME 935 escala 1:50.000 y cortes geológicos	Hojas: 1029, 1030, 1031, 1043, 1044, 1045
Cortes geológicos	Weijermars et al. (1985)

Perfiles de basamento
 Polígonos resultantes de la sectorización

Perfil 1

 área mín 2.5 km²; máx 2.9 km²
 vol mín 13.6 km³; máx 15.8 km³

Perfil 2

 área mín 11.3 km²; máx 12.3 km²
 vol mín 56.6 km³; máx 61.7 km³

Perfil 3

 área mín 11.4 km²; máx 12.6 km²
 vol mín 95.7 km³; máx 105.8 km³

Perfil 4

 área mín 3.9 km²; máx 4.5 km²
 vol mín 16.9 km³; máx 19.5 km³

Perfil 5

 área mín 3.6 km²; máx 4.2 km²
 vol mín 40.1 km³; máx 46.2 km³

Perfil 6

 área 2.4 km²
 vol 15.3 km³

Perfil 7

 área mín 6 km²; máx 10.7 km²
 vol mín 68.4 km³; máx 122 km³

Perfil 8

 área mín 2.6 km²; máx 3.5 km²
 vol mín 16.3 km³; máx 21.9 km³

Perfil 9 área mín 1.9 km²; máx 2.1 km²

 vol mín 6 km³; máx 6.7 km³

Perfil 10 área mín 1.2 km²; máx 1.3 km²

 vol mín 10.5 km³; máx 11.8 km³

Perfil 11

 área mín 3.7 km²; máx 5 km²
 vol mín 9.9 km³; máx 13.5 km³

Perfil 12

 área mín 3.8 km²; máx 5 km²
 vol mín 7.2 km³; máx 9.5 km³

Perfil 13

 área mín 3.2 km²; máx 4.2 km²
 vol mín 13.4 km³; máx 17.6 km³

Perfil 14

 área mín 3.7 km²; máx 4.8 km²
 vol mín 9.2 km³; máx 12.1 km³

Perfil 15

 área mín 6.1 km²; máx 8.6 km²
 vol mín 47 km³; máx 66.2 km³

Perfil 16

 área 3 km²
 vol mín 7.5 km³

Perfil 17 área 0.5 km²

 vol mín 2.4 km³

Perfil 19

 área 0.5 km²
 vol mín 3.1 km³

Perfil 18 área 1.4 km²

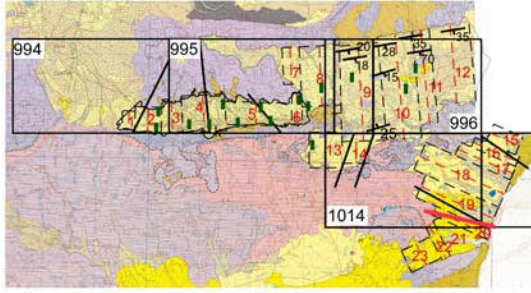
 vol mín 11.4 km³

Perfil 20 área mín 0.2 km²; máx 0.5 km²

 vol mín 2.4 km³; máx 4.7 km³

2 km

CUENCAS DE ALMANZORA, HUERCAL-OVERA Y VERA



Datos	Referencias
— Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 78 (Baza) 84 Almería-Garrucha)
MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:50.000 y cortes geol.	Hojas: 994, 995, 996, 1014, 1015
█ Columnas estratigráficas	Briend et al. (1990) Guerra-Merchán, A. (1992)
— Cortes geológicos	Booth-Rea et al., 2004 García-Meléndez et al. (2003) Booth-Rea et al., 2003

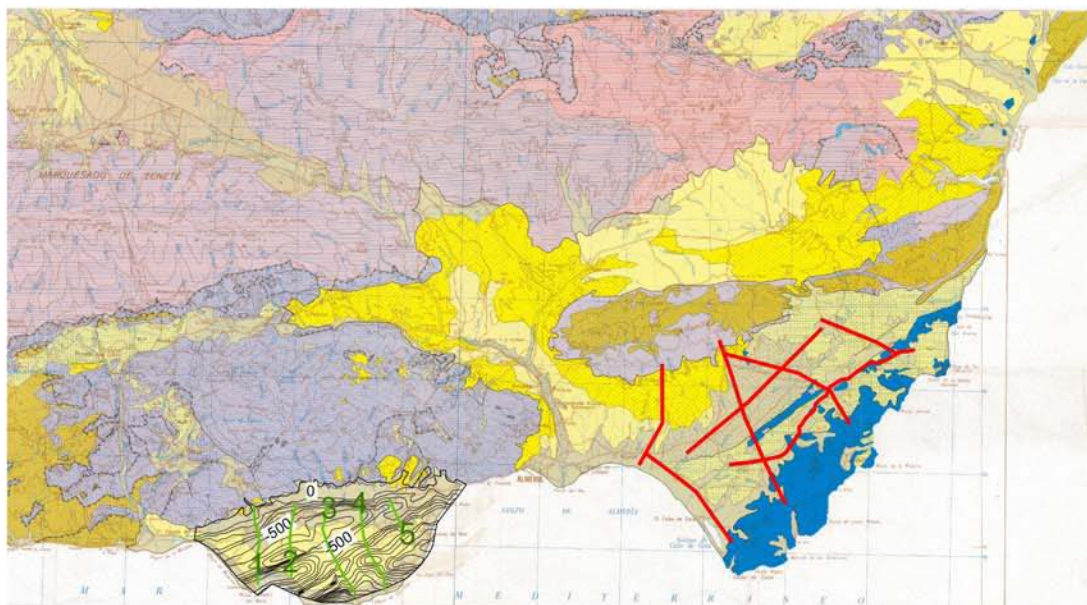
--- Perfiles de basamento
- - - Polígonos resultantes de la sectorización

- Perfil 1** área mín 0.85; máx 1.19 km²
vol mín 2; máx 2.8 km³
- Perfil 2** área mín 0.92; máx 1.06 km²
vol mín 4.8; máx 5.5 km³
- Perfil 3** área mín 1.5; máx 2.7 km²
vol mín 5.5; máx 9.9 km³
- Perfil 4** área mín 2.2; máx 4.88 km²
vol mín 18; máx 40 km³
- Perfil 5** área mín 1.384; máx 2.8 km²
vol mín 17.46; máx 35.3 km³
- Perfil 6** área mín 1.8; máx 3.7 km²
vol mín 3.7; vol máx 6.8 km³
- Perfil 7** área mín 1.8; máx 2.5 km²
vol mín 5.9; máx 8.25 km³
- Perfil 8** área mín 2.8; máx 3.8 km²
vol mín 20.7; máx 28.9 km³
- Perfil 9** área mín 3; máx 3.6 km²
vol mín 23; máx 27.7 km³
- Perfil 10** área mín 8.3; máx 17.6 km²
vol mín 55.6; máx 117.9 km³
- Perfil 11** área mín 5.5; máx 11.1 km²
vol mín 18.1; máx 36.7 km³
- Perfil 12** área mín 4.7; máx 7.7 km²
vol mín 36.2; máx 59.2 km³
- Perfil 13** área mín 1.9; máx 2.4 km²
vol mín 11.8; máx 14.9 km³
- Perfil 14** área mín 1.3; máx 1.4 km²
vol mín 7; máx 7.6 km³

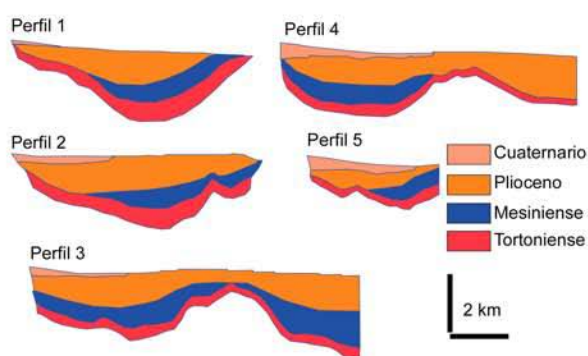
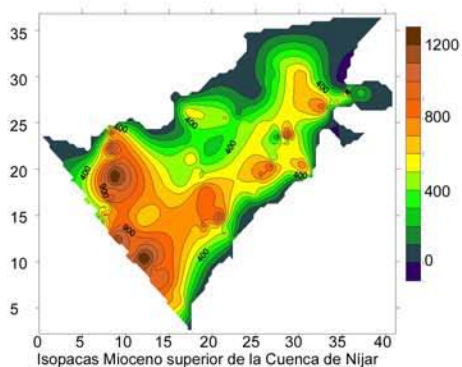
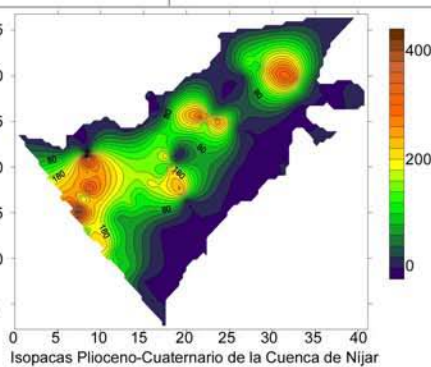
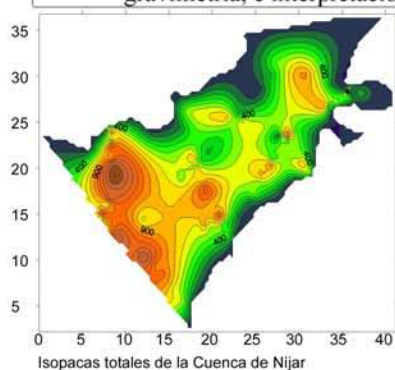
- Perfil 15** área mín 1; máx 1.5 km²
vol mín 3.7; máx 5.55 km³
- Perfil 16** área mín 4.37; máx 5.6 km²
vol mín 8.7; máx 11.3 km³
- Perfil 17** área mín 4.75; máx 6.6 km²
vol mín 12.8; máx 17.8 km³
- Perfil 18** área mín 5.1; máx 8.7 km²
vol mín 28.7; máx 49 km³
- Perfil 19** área mín 4.1; máx 7.9 km²
vol mín 19.5; máx 37.4 km³
- Perfil 20** área 6.1 km²
vol 11 km³
- Perfil 21** área mín 2.7; máx 3 km²
vol mín 11.6; máx 13.2 km³
- Perfil 22** área mín 1.9; máx 2.4 km²
vol mín 3.4; máx 4.3 km³
- Perfil 23** área mín 1.9; máx 2 km²
vol mín 11.7; máx 12.4 km³

2 km

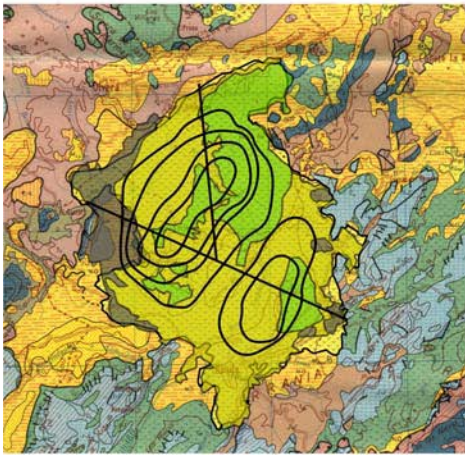
CUENCAS DE CAMPO DE DALÍAS Y NÍJAR-CARBONERAS



Datos	Referencias
Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000	Hojas: 84 (Almería-Garrucha)
Isopacas Campo de Dalías	Informe IGME (2003)
Perfiles sísmicos e interpretación	Informe IGME (2003)
Perfiles magnéticos modelizados junto a la gravimetría, e interpretación	Pedreira et al. (2006)

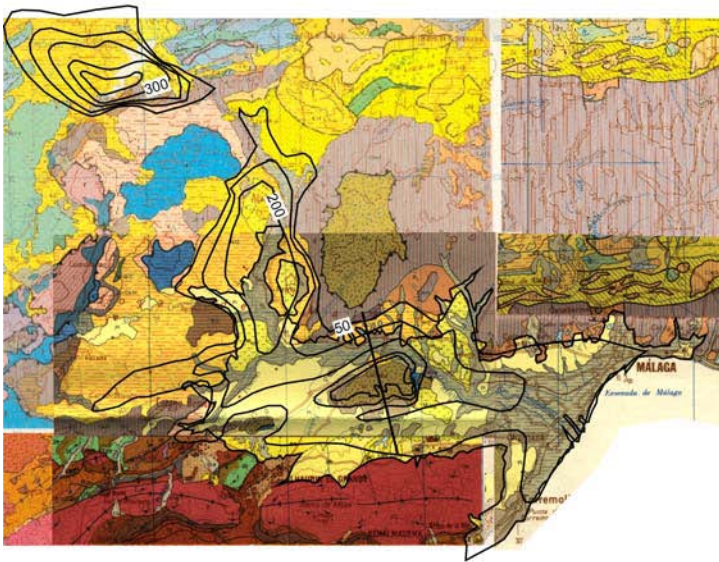


CUENCA DE RONDA



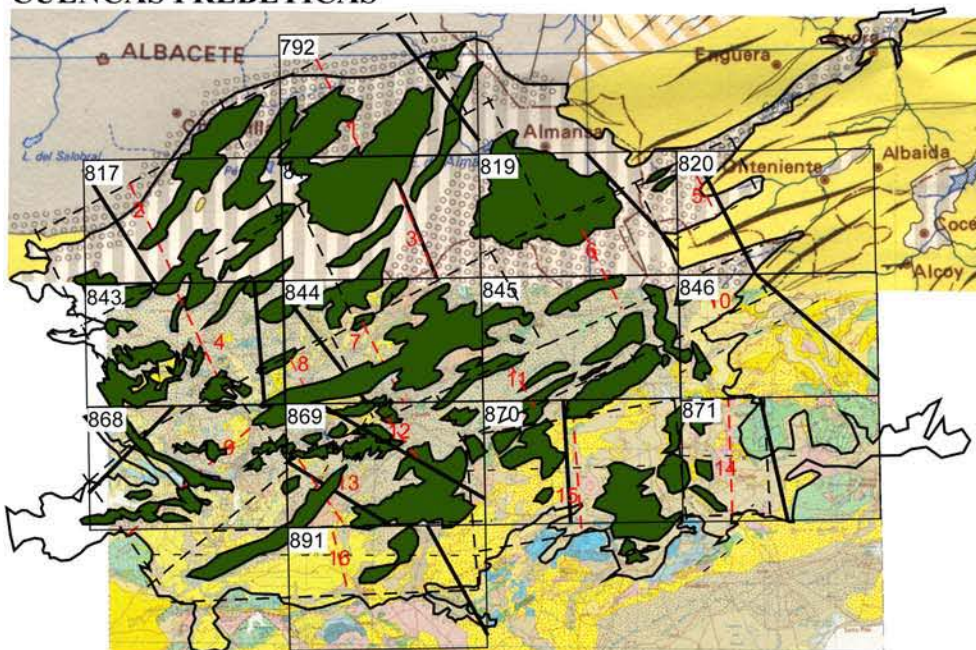
Datos	Referencias
<p>— Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000</p>	Hojas: 82 (Morón de la Frontera)
<p>— Cortes geológicos</p>	Gläser y Betzler (2002)
<p>○ Isopacas</p>	

CUENCA DE MÁLAGA



Datos	Referencias
<p>— Cartografía de la cuenca MAPAS GEOLÓGICOS IGME escala 1:200.000</p>	Hojas: 82 (Morón de la Frontera), 83 (Granada-Málaga), 87 (Algeciras)
<p>— Cortes geológicos</p>	López-Garrido y Sanz de Galdeano (1999)
<p>○ Isopacas</p>	López-Garrido y Sanz de Galdeano (1999)

CUENCAS PREBÉTICAS



MAPA IGME escala 1:200.000
Hoja 72 (Elche)

MAPAS GEOLÓGICOS IGME
935 escala 1:50.000 y cortes geológicos

--- Perfiles de basamento

