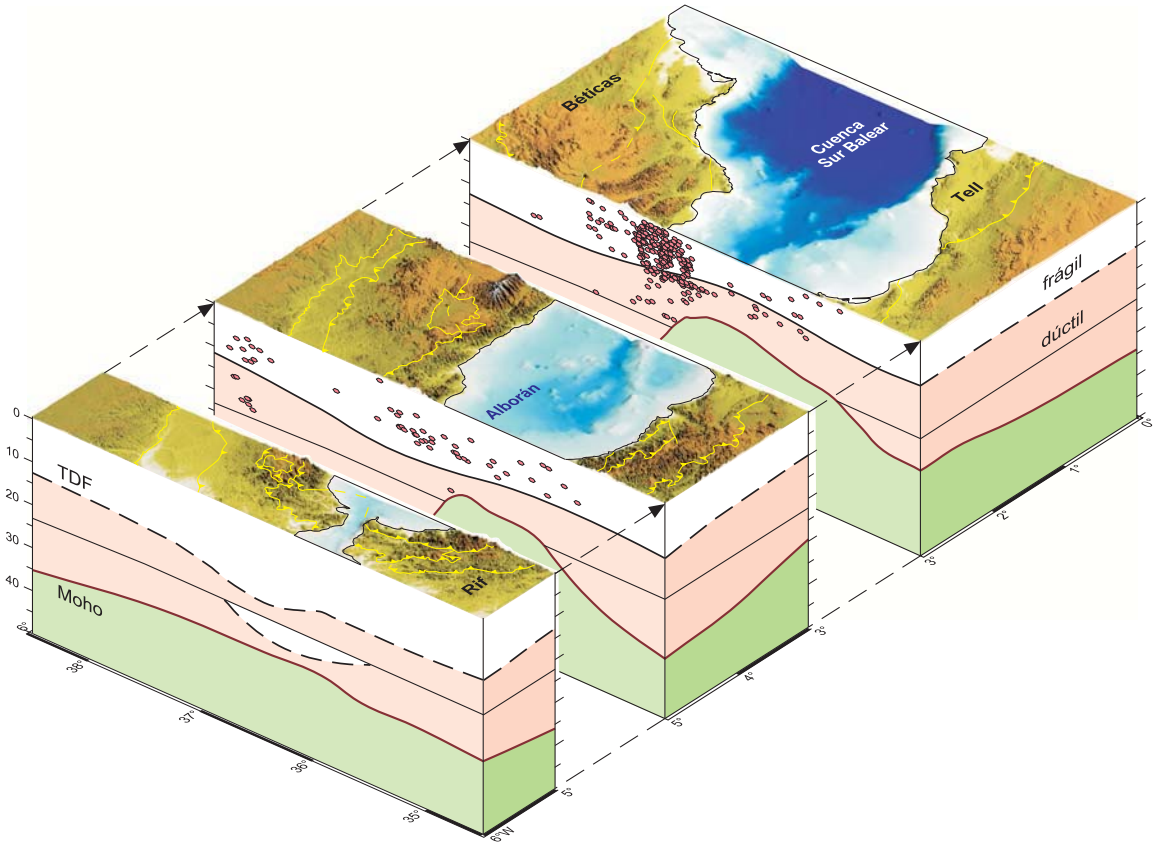
Condicionantes Reológicos de la Sismicidad Cortical en Béticas-Rif y Alborán

Trabajo de Investigación Tutelada
Bienio 2002/04



Fermín Fernández Ibáñez

Departamento de Geodinámica
Universidad de Granada

2004

Condicionantes Reológicos de la Sismicidad Cortical en Béticas-Rif y Alborán

Trabajo de Investigación Tutelada

Bienio 2002/2004

Fermín Fernández Ibáñez

Granada, Septiembre de 2004

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no habría sido posible sin la generosa colaboración de algunas personas e instituciones a las que con estas líneas quiero expresar mi más sincero agradecimiento por su apoyo y consejo durante la elaboración de este trabajo de investigación.

En primer lugar, a mi amigo, tutor y director de tesis, Juan Ignacio Soto Hermoso por su paciencia con este germen de investigador que pulula por el Departamento de Geodinámica, por su ánimo, sugerencias e ideas (en ningún caso impuestas) e inestimable ayuda sin la que este trabajo nunca habría alcanzado tal grado rigor científico. Gracias porque como bien dices "*este trabajo ha sido muy útil para conocerse*" (entre nosotros y a mi mismo) y para preparar el camino que aún hemos de recorrer hasta la próxima estación, la tesis.

Al proyecto REN2001-3868-CO3-01, dirigido por la Dra. María del Carmen Comas, que respaldó mi solicitud de beca y en cuyo seno se ha desarrollado, y desarrollará, el grueso de mi trabajo.

Al Instituto Andaluz de Geofísica por haberme facilitado un espacio de trabajo y el acceso a su base de datos; así como a la gente del Instituto por su aceptación y exquisito trato conmigo. Especialmente a José Morales Soto, por su interés y disposición para discutir y sugerir frentes en los que abundar en pos de hacer aún más rica esta memoria.

Al Programa de Doctorado de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Granada que generosamente financia parte del presente trabajo de investigación tutelada.

Por último, pero no por ello menos importante, quiero agradecer el apoyo de mi familia, amigos y compañeros de trabajo de uno u otro departamento, con quienes tantos cafés y discusiones más o menos filosóficas he compartido.

Mis agradecimientos más sinceros.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN..... 1

2. CONTEXTO GEOLÓGICO..... 5

2.1. DEFORMACIÓN ACTUAL EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL..... 7
2.2. CORDILLERA BÉTICO-RIFEÑA..... 10
2.3. MAR DE ALBORÁN..... 12

3. MODELO LITOSFÉRICO..... 15

3.1. MODELO DE ELEVACIONES..... 19
3.2. ESPESOR DE SEDIMENTOS..... 20
3.3. ESPESOR CORTICAL..... 21
3.4. FLUJO TÉRMICO SUPERFICIAL..... 22
3.5. MODELO DE ESTRUCTURA CORTICAL..... 24

4. TEMPERATURA EN LA LITOSFERA: LA GEOTERMA CONTINENTAL..... 29

4.1. ECUACIONES FUNDAMENTALES..... 31
4.2. CÁLCULO DE LA GEOTERMA..... 32

5. LA TRANSICIÓN DÚCTIL-FRÁGIL EN LA CORTEZA DE BÉTICAS-RIF-ALBORÁN..... 37

5.1. ECUACIONES FUNDAMENTALES..... 39
5.2. LA ENVOLVENTE DE RESISTENCIA..... 41
5.2.1. Acerca del Comportamiento Frágil..... 43
5.2.2. Influencia de la Velocidad de Deformación..... 43
5.2.3. Influencia de la Temperatura..... 44
5.3. MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN Y ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO..... 46
5.4. ESFUERZOS Y PROFUNDIDAD DE LA TRANSICIÓN DÚCTIL-FRÁGIL..... 50
5.4.1. Profundidad de la Transición Dúctil-Frágil en la Corteza Superior..... 50
5.4.2. Esfuerzos en la Transición Dúctil-Frágil en la Corteza Superior..... 52
5.4.3. La Transición Dúctil-Frágil en la Corteza Profunda..... 54

6. REOLOGÍA Y SISMICIDAD CORTICAL..... 57

6.1. BASE DE DATOS Y FILTROS..... 59
6.2. SISMICIDAD CORTICAL Y SERIES SÍSMICAS..... 60
6.3. PROFUNDIDAD Y MAGNITUD DE LA SISMICIDAD..... 61
6.4. MODELO DE TIERRA..... 64
6.5. REOLOGÍA Y FOCOS SÍSMICOS..... 66
6.5.1. Perfiles Reológicos y Sismicidad..... 66
6.5.2. Secciones Corticales y Sismicidad..... 73

7. CONCLUSIONES..... 81

8. REFERENCIAS..... 85

ANEXO I: DATOS GEOFÍSICOS..... 97
ANEXO II: PARÁMETROS DEL FLUJO DÚCTIL..... 103

1. INTRODUCCIÓN

Los datos experimentales de mecánica de rocas sugieren que la litosfera está controlada por dos tipos de deformación: frágil y flujo dúctil. Ambos tipos de deformación han sido ampliamente estudiados en laboratorio en los minerales y rocas más comunes de la corteza y manto terrestres. Los estudios de deformación experimental en estos materiales han permitido establecer leyes empíricas que describen su comportamiento y cuya extrapolación al rango de profundidades y temperaturas imperantes en la litosfera permite construir los denominados perfiles reológicos o de resistencia (Goetze y Evans, 1979). Estos perfiles han demostrado ser una herramienta básica para el estudio del comportamiento mecánico de la litosfera. De este modo se ha podido determinar la existencia en la litosfera (tanto continental como oceánica) de varias transiciones dúctil-frágil, cuya profundidad y resistencia es función no solo de modelo litosférico inicial, sino también del estado térmico de la litosfera y del régimen de deformación imperante (Kohlstedt *et al.,* 1995; Lowry y Smith, 1995; Lamontagne y Ranalli, 1996; Fernàndez y Ranalli, 1997; Ranalli, 1997, 2000; Behn *et al.,* 2002). Los resultados de los perfiles reológicos han demostrado tener una buena correspondencia con la distribución de la sismicidad en profundidad y con el estado de esfuerzos que puede inferirse de los terremotos, demostrándose que los focos sísmicos suelen agruparse en la litosfera entorno a los horizontes de transición dúctil-frágil (TDF) (e.g. Sibson, 1982, 1986, 2002; Alderson *et al.,* 2003). Además, las imágenes sísmicas de la corteza continental (sobre todo en perfiles sísmicos de reflexión profunda), corroboran la existencia de una estratificación reológica, con una corteza superior normalmente poco reflectiva en la que se pueden reconocer superficies discretas de falla, y una corteza profunda, usualmente con una marcada fábrica sísmica laminada, en la que la deformación puede inferirse que sucede en el campo dúctil.

Para la caracterización de la estratificación reológica en tres dimensiones de una región litosférica es necesario pues, poder contar con un modelo litosférico inicial, en el que se conozcan tanto el espesor y las características de las capas corticales, como el régimen térmico imperante. Este tipo de estudios regionales, basados en la modelización de múltiples perfiles reológicos, está resultando ser una herramienta muy valiosa para aproximarse al estudio del comportamiento mecánico de orógenos (Lowry y Smith, 1995; García-Castellanos *et al*., 2001; Jackson, 2002) y regiones continentales extendidas (Fernàndez y Ranalli, 1997; Behn *et al.,* 2002), permitiendo contrastar la distribución de la sismicidad con la modelización tridimensional de la TDF en la litosfera (Sibson, 1982, 1986, 2002; Aldersons *et al*., 2003). Este tipo de estudios, por tanto, resulta ser muy valioso para validar los procesos de deformación en regiones tectónicamente activas.

El objetivo de este trabajo de investigación es la elaboración de un modelo reológico tridimensional para la corteza de la región de Béticas-Rif y el Mar de Alborán, en el Mediterráneo occidental, según un modelo litosférico completo que integra datos geológicos y geofísicos previos. Este estudio pretende, por tanto, una estimación de la distribución de los dominios con deformación dúctil y frágil en la corteza de la zona, así como de la profundidad y de la magnitud de los esfuerzos en la transición dúctil-frágil. Finalmente con este modelo reológico, se realizará una comparación con la distribución de los terremotos, valorándose la validez de la modelización y aportando una primera interpretación del significado de la sismicidad y del modelo reológico de la deformación actual y reciente en este dominio de convergencia activa de placas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cordillera Bética, en el sur de Iberia, y la Cordillera Rifeña, en el norte de Marruecos, están conectadas a través del Arco de Gibraltar y suponen el cinturón orogénico alpino más occidental del Mediterráneo. El Mar de Alborán y su continuación hacia el este en la Cuenca Sur Balear, se localiza en el interior de uno de los cinturones orogénicos más arqueados del mundo. Éste está flanqueado al norte por el antepaís Ibérico y al sur por el Africano, al oeste por el Océano Atlántico y al este conecta con la cuenca oceánica Sardino-Balear (Figura 2.1).

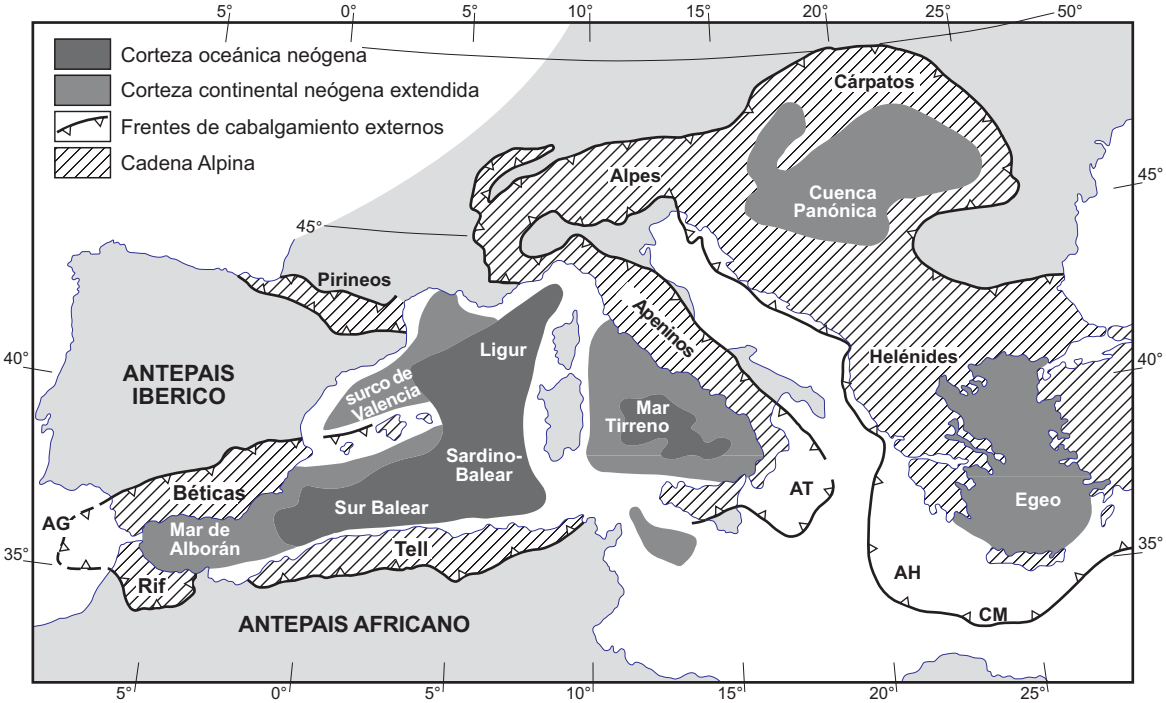


Figura 2.1. Esquema tectónico simplificado del Mar Mediterráneo que muestra las cuencas extensionales Neógenas y el frente externo de las cadenas Alpinas circundantes (tomado de Comas *et al*., 1999). AG: Arco de Gibraltar, AH: Arco Helénico; AT: Arco del Tirreno; CM: Cresta del Mediterráneo.

2.1. Deformación Actual en Mediterráneo Occidental

El orógeno Bético-Rifeño y la cuenca del Mar de Alborán se sitúan en una zona amplia de deformación, ligada a un límite de placas convergente (África y Eurasia) que ha tenido trayectorias de convergencia variables desde el Cretácico. Las reconstrucciones cinemáticas de ambas placas demuestran una convergencia N-S (de aproximadamente unos 200 km) para el segmento más occidental de este límite de placas durante el intervalo Oligoceno Medio – Mioceno Superior, seguido de 50 km de convergencia NW-SE desde el Tortoniense Superior (8-9 Ma) hasta la actualidad (Dewey *et al.,* 1989; Srivastava et al.,

1990; Roest y Srivastava, 1991; Mazzoli y Helman, 1994; Morel y Meghraoui, 1996; Rosenbaum *et al*., 2002).

Recientemente Jiménez-Munt y Negredo (2003) han presentado un modelo de deformación actual para el límite de placas Eurasia–África en el Mediterráneo occidental y la transición al Atlántico, basado en los datos tanto geológicos como geofísicos (modelos globales de cinemática de placas) disponibles en la región. Este modelo predice direcciones actuales de compresión en la Península Ibérica con una orientación NNW-SSE a NW-SE, coincidiendo con otras determinaciones de esfuerzos derivadas de datos geológicos y geofísicos en la región (Galindo-Zaldívar *et al*., 1993, 1999; Herraiz *et al*., 2000; Borges *et al*., 2001; Buforn *et al*., 2004). Aunque existen discrepancias, atribuibles a efectos locales, con algunas de las escasas medidas de movimientos de placas (mediante GPS) como las de Reilly *et al*. (1992), Nocquet y Calais (2004) y Yelles *et al*. (2004), las direcciones regionales de compresión para la región de Béticas-Rif-Alborán son coherentes con los deducidos de los modelos geodésicos globales de movimientos actuales de placas.

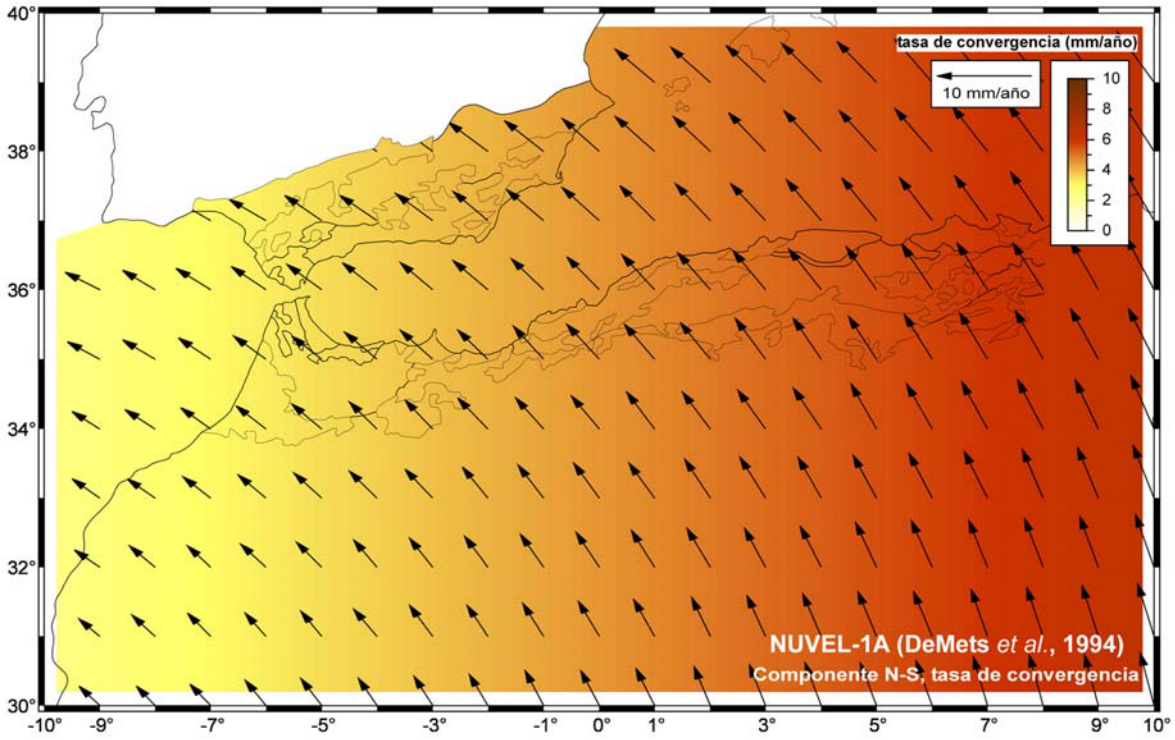


Figura 2.2. Tasa de convergencia de la placa Africana respecto a Eurasia calculada a partir del modelo NUVEL 1A (DeMets *et al.,* 1994). Obsérvese como el valor de la tasa de convergencia está en el intervalo 5-6 mm/año para el Mar de Alborán y aledaños. También se muestra la componente N-S del movimiento según una escala de color.

En este sentido, son muchos los modelos geodésicos globales que se han desarrollado: NUVEL 1 (DeMets *et al*., 1990), NUVEL 1A (DeMets *et al*., 1994), ITFR96 (Boucher *et al*., 1998; Qiang *et al*., 1999), APKIM2000 (Drewes, 2001), ITRF2000 (Altamimi *et al*., 2002), REVEL (Sella *et al*., 2002), DEOS2K (Fernandes *et al*., 2003) e IGSO2P09 (Nocquet y Calais, 2004). Entre éstos, y tomando como referencia el modelo NUVEL 1A se infiere que, para un punto de latitud 37º N y longitud 3º W, la tasa de convergencia de la placa Africana con respecto a la Euroasiática (mantenida fija) es de 5,11-5,14 mm/año según una dirección N319ºE (Figura 2.2). La deformación actual en Béticas-Rif-Alborán está condicionada fundamentalmente por la convergencia actual NW-SE, entre las placas Euroasiática y Africana (Reilly *et al*., 1992; Jiménez-Munt *et al*., 2001; Jiménez-Munt y Negredo, 2003; Nocquet y Calais, 2004, entre otros).

El límite entre ambas placas es una región de deformación difusa y así lo pone de manifiesto el hecho de que la sismicidad regional muestre una amplia distribución espacial sin llegar a definir, de manera clara, un límite neto entre ambas placas (e.g. Buforn *et al*., 1995). Los estudios de sismotectónica llevados a cabo en la región Ibero-Magrebí (Buforn *et al*., 1995; López Casado *et al*., 2001; Stich *et al*., 2003, entre otros) ponen de manifiesto la complejidad de la distribución y del estado de esfuerzos imperante en la región. Stich *et al*. (2003) presentan las soluciones de mecanismos focales para eventos de magnitud moderada (M_w = 3,5-5,7) en la región de Béticas-Rif-Alborán. En el Mar de Alborán se obtienen soluciones de falla de salto en dirección, con una orientación cercana a N-S para el eje compresivo. En Béticas, los mecanismos focales son variables y las soluciones son tanto de falla normal como inversa. En consecuencia, se dan situaciones, como la de la Cuenca de Granada, en la que el régimen de esfuerzos general imperante en la cuenca y que se deduce de las soluciones de mecanismos focales, es de carácter tensional (Muñoz *et al*., 2002), lo que aparentemente difiere de la situación general de convergencia de placas.

Los modelos reológicos que a continuación se presentan se han calculado en condiciones tanto compresivas como tensionales. A grandes rasgos, y de acuerdo con el contexto tectónico en el que se enmarca la región, los modelos que mejor describen el comportamiento mecánico de la corteza en el Mar de Alborán y áreas circundantes son aquellos calculados para esfuerzos compresivos. No obstante, es importante tener en cuenta los resultados de los modelos bajo un régimen de esfuerzos tensional, ya que localmente pueden darse este tipo de situaciones (e.g. Cuenca de Granada y margen septentrional del Mar de Alborán).

2.2. Cordillera Bético-Rifeña

El conjunto de la Cordillera Bético-Rifeña se organizan en tres dominios corticales mayores (Figura 2.3): (1) las coberteras sedimentarias del paleomargen del sur de Iberia y Magrebí, formadas por rocas sedimentarias Mesozoicas y Terciarias; (2) las Unidades del Surco de los Flyschs, que comprenden mantos con rocas de edad Cretácico superior y Mioceno inferior; y (3) el Dominio Cortical de Alborán, constituido fundamentalmente por un apilamiento de mantos de rocas metamórficas pre-Miocenas que se organizan en tres complejos, en sentido ascendente: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. El complejo Maláguide, que ocupa la posición estructural más alta, muestra un metamorfismo de grado bajo; mientras que los complejos inferiores, Alpujárride y Nevado-Filábride, muestran una evolución de metamorfismo alpino desde condiciones de alta presión/baja temperatura (Bakker *et al*., 1989; Goffé *et al*., 1989; De Jong, 1991; Tubía y Gil Ibarguchi, 1991) hasta baja presión y condiciones de temperatura moderadas o localmente altas. Las estructuras contractivas originales en el orógeno han sido modificadas por los episodios extensionales posteriores; los límites entre los diferentes complejos aparecen reactivados o cortados por despegues extensionales de bajo ángulo (Platt, 1986; García-Dueñas *et al*., 1988; Galindo-Zaldívar *et al*., 1989; Platt y Vissers, 1989; Aldaya *et al*., 1991; García-Dueñas *et al*., 1992; Jabaloy *et al*., 1993; Lonergan y Platt, 1995; Martínez-Martínez *et al*., 1997; Martínez-Martínez *et al*., 2002; entre otros muchos).

Los datos estructurales sugieren que durante el Mioceno superior el Dominio Cortical de Alborán cabalgó sobre los márgenes continentales Magrebí e Ibérico y el avance del frente de deformación hacia el oeste desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior, favoreció el desarrollo de un arco periférico (Arco de Gibraltar). Las direcciones de avance del frente de deformación varían desde NW, en la Cordillera Bética (Banks y Warburton, 1991; Lonergan *et al*., 1994), a W, en el Arco de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1987; Balanyá y García-Dueñas, 1988; Platt *et al*., 1995; Kirker y Platt, 1998; Platt *et al*., 2003) y hacia el WSW y S, en la región del Rif (Frizon de Lamotte, 1987; Morley, 1992; Platzman *et al*., 1993).

El acortamiento y cabalgamientos en el frente del arco externo son contemporáneos con extensión y adelgazamiento cortical en la parte interna del arco, esto es, en el Dominio de Alborán propiamente dicho. Análisis cinemáticos recientes han puesto de manifiesto la existencia de dos sistemas extensionales mayores de edad Mioceno, uno con sentido de transporte del bloque de techo hacia NNW, durante el Burdigaliense superior–Langhiense,

y otro con sentido WSW, durante el Serravaliense (e.g. García-Dueñas *et al*., 1988, 1992; Crespo-Blanc *et al*., 1994; Azañón *et al*., 1997, 1998; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Martínez-Martínez *et al*., 1997, 2002). Los datos de geocronología de los afloramientos de rocas volcánicas y subvolcánicas en la Cordillera Bético-Rifeña y el Mar de Alborán demuestran que un magmatismo tholeítico a calco-alcalino ha acompañado los procesos extensionales (Bellón *et al*., 1983; Hernández y Bellón, 1985; Torres-Roldán *et al*., 1986; Di Battistini *et al*., 1987; Hernández *et al*., 1987; Zeck *et al*., 1989, 1992; Monié *et al*., 1994).

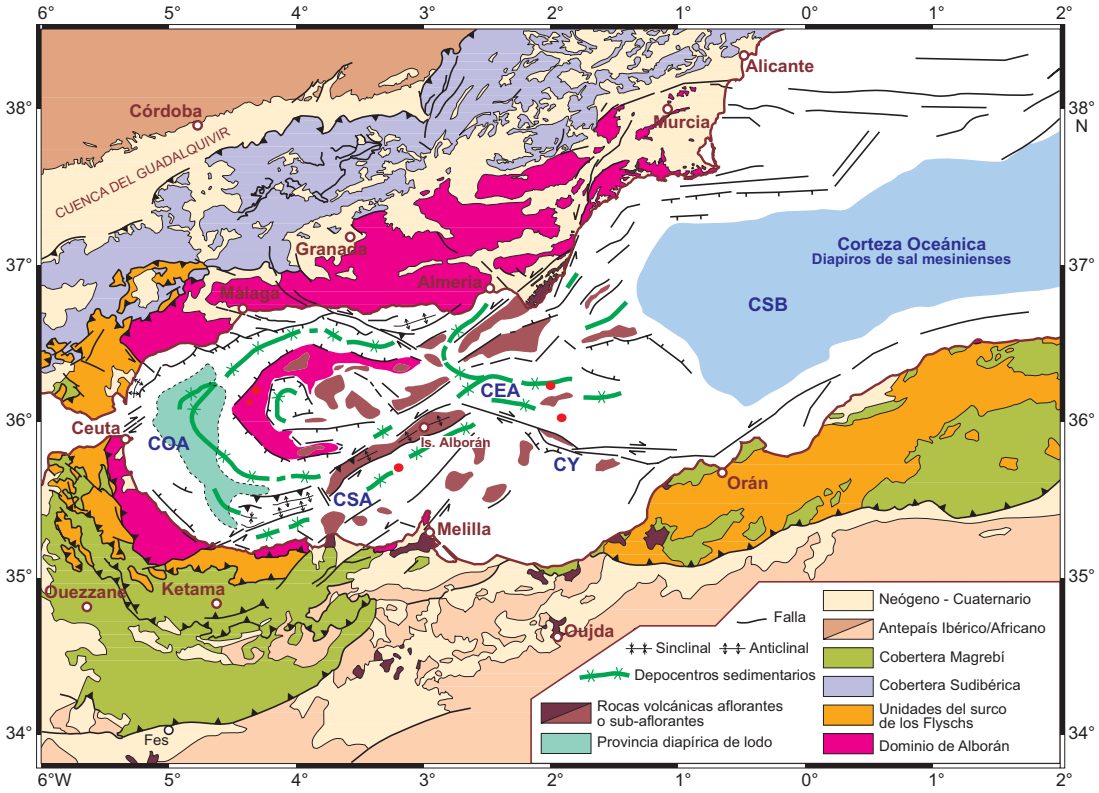


Figura 2.3. Mapa estructural de Béticas-Rif y de los principales dominios geológicos implicados en el orógeno. Para la Cuenca del Mar de Alborán se muestran las estructuras de edad Mioceno inferior a Cuaternario y los principales depocentros sedimentarios (tomado de Comas *et al.,* 1999). CSA: Cuenca Sur de Alborán, CEA: Cuenca Este de Alborán, COA: Cuenca Oeste de Alborán, CSB: Cuenca Sur Balear, CY: Cuenca de Yusuf.

El acortamiento en el cinturón periférico y la extensión cortical en el Domino de Alborán parecen haber concluido hacia el final del Mioceno. A partir del Tortoniense superior se instala un régimen compresivo que favorece el desarrollo de pliegues, fallas inversas y de salto en dirección (Weijermars, 1985; Aït Brahim y Chotin, 1989; Morel, 1989; Galindo-Zaldívar *et al*., 1993; Meghraoui *et al*., 1996; Martínez-Martínez *et al*., 2002). El vulcanismo contemporáneo, lavas shoshoníticas a lamproíticas y basaltos

alcalinos, se desarrolló fundamentalmente en el sector oriental de Béticas y E de Alborán (Bellón *et al*., 1983; Hernández y Bellón, 1985; Di Basttistini *et al*., 1987; Hernández *et al*., 1987).

Los datos regionales indican que la compresión fue NW-SE durante el Tortoniense superior, rotando a N-S desde el Tortoniense superior al Plioceno medio y cambiando finalmente NNW-SSE durante el resto del Plioceno y Pleistoceno (Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Montenat *et al*., 1987; De Larouzière *et al*., 1988; Galindo-Zaldívar *et al*., 1997). El desarrollo de pliegues E-W durante el Tortoniense superior y una tectónica de fallas de salto en dirección, durante el Mioceno superior al Holoceno, producen un acortamiento general en toda la región y un levantamiento y emersión progresiva de los márgenes marinos. Por tanto, desde el Tortoniense superior en adelante, algunos de los depocentros marinos periféricos de la Cuenca de Alborán fueron emergiendo progresivamente dando lugar a cuencas continentales durante el Plioceno (Comas *et al*., 1999). Las secuencias marinas neógenas semejantes a las que rellenan la Cuenca del Mar de Alborán se encuentran ampliamente distribuidas en numerosas depresiones intramontañosas y corredores de las regiones emergidas (e.g. Montenat *et al*., 1987; Aït Brahim y Chotin, 1989; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Rodríguez-Fernández *et al*., 1999), lo que prueba que la Cuenca de Alborán originalmente se extendía más allá de los actuales límites del mar.

2.3. Mar de Alborán

El Mar de Alborán tiene una extensión aproximada de 200 km por 400 km, con una morfología compleja del fondo oceánico. Está constituido por numerosas sub-cuencas, altos y crestas submarinas, alcanzando una profundidad máxima de 2 km. La Cresta de Alborán es el relieve más prominente, con una orientación NE-SW, emerge localmente para dar lugar a la isla de Alborán. A partir de la morfología del fondo se han establecido tres sub-cuencas mayores (Figura 2.3): Cuenca Oeste, Este y Sur de Alborán. Los perfiles de sísmica de reflexión sugieren que los mayores espesores de sedimento se localizan en la Cuenca Oeste, donde se alcanzan potencias superiores a 8 km (Soto *et al*., 1996). Se han reconocido seis unidades sismo-estratigráficas, denominadas VI a I desde muro a techo del relleno sedimentario (Jurado y Comas, 1992; Comas *et al*., 1992; Comas *et al*., 1999). Los depósitos marinos más antiguos yacen directamente sobre el basamento, son de edad Aquitaniense?-Burdigaliense y están constituidos por olistrostomas con materiales clásticos y arcillas subcompactadas (Unidad VI).

En la Cuenca Oeste de Alborán se desarrolla un importante fenómeno de diapirismo de lodo que da nombre a una región concreta: la Provincia Diapírica de Lodo. Este fenó-

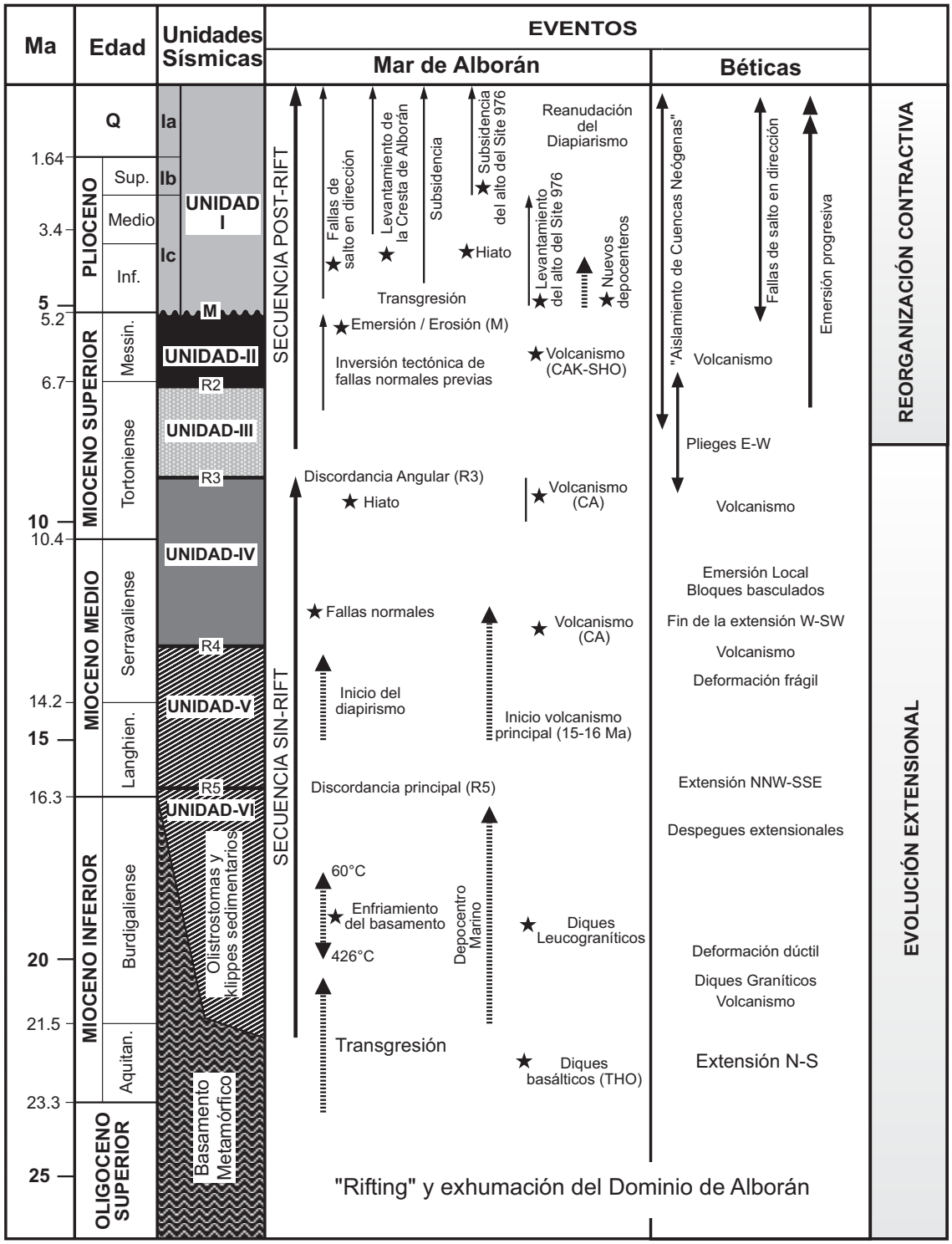


Figura 2.4. Evolución y principales eventos tectónicos de la Cuenca del Mar de Alborán en relación con los diferenciados en Béticas y Rif (tomado de Comas *et al*., 1999).

meno de diapirismo se inició durante el Mioceno medio, en relación con la deformación extensional de la cuenca (Soto *et al*., 2003; Talukder, 2003). Los diapiros perforan toda la pila sedimentaria y, en su caso, cuando llegan al fondo marino desarrollan volcanes de lodo (Comas *et al*., 2003). Volcanes y diapiros se nutren de la misma capa fuente: la Unidad VI y localmente de la Unidad V (Comas *et al*., 1992; Sautkin *et al*., 2003; Talukder, 2003; Talukder *et al*., 2003).

La organización estructural de la Cuenca de Alborán resulta de dos etapas consecutivas, una extensional (Mioceno inferior a principio del Mioceno superior) y otra contractiva (Mioceno superior a Holoceno) (Comas *et al*., 1999) (Figura 2.4). Actualmente se barajan tres hipótesis para explicar el origen del Mar de Alborán: (1) La extensión está relacionada con procesos de retroceso de una laja de litosfera oceánica que subduce bajo el Dominio de Alborán (Royden, 1993; Lonergan y White, 1997; Galindo-Zaldívar *et al*., 1998; Zeck *et al*., 1998; Morales *et al*., 1999; Gutscher *et al*., 2002). (2) Delaminación del manto litosférico bajo el Dominio de Alborán (García-Dueñas *et al*., 1992; Docherty y Banda, 1995; Comas *et al*., 1999; Seber *et al*., 1996; Calvert *et al*., 2000). (3) Colapso extensional post-orogénico relacionado con la removilización convectiva de una raíz litosférica (England y Houseman, 1989; Platt y Vissers, 1989; Houseman y Molnar, 2001). Estas hipótesis son capaces de explicar los principales rasgos geológicos de la región, aunque predicen una cinemática de los contactos mayores y una evolución tectónica diferentes. Por tanto, a la espera de nuevos datos geofísicos (como imágenes sísmicas profundas o modelos de propagación de ondas sísmicas en el Mar de Alborán), el origen y evolución tectónica de la región son objeto aún de debate científico.

3. MODELO LITOSFÉRICO

Con objeto de construir un modelo litosférico global en la región Bético-Rifeña y el Mar de Alborán, se ha llevado a cabo una recopilación de los datos publicados sobre la estructura cortical y propiedades geofísicas en la región. Se han recogido desde valores puntuales (e.g. medidas in situ de flujo térmico, velocidad de propagación de ondas *P*, densidad, etc.) hasta modelos regionales establecidos a lo largo de perfiles (modelos 2D y 2½D) y el modelo tridimensional de la litosfera que recientemente ha realizado Torne *et al*. (2000). El modelo litosférico utilizado en este trabajo contempla desde datos de sísmica de reflexión profunda (perfiles ESCI-Béticas, ESCI-Alborán y CONRAD: Watts *et al*., 1993; García Dueñas *et al*., 1994; Comas *et al*., 1997; Martínez-Martínez *et al*., 1997a y 1997b;

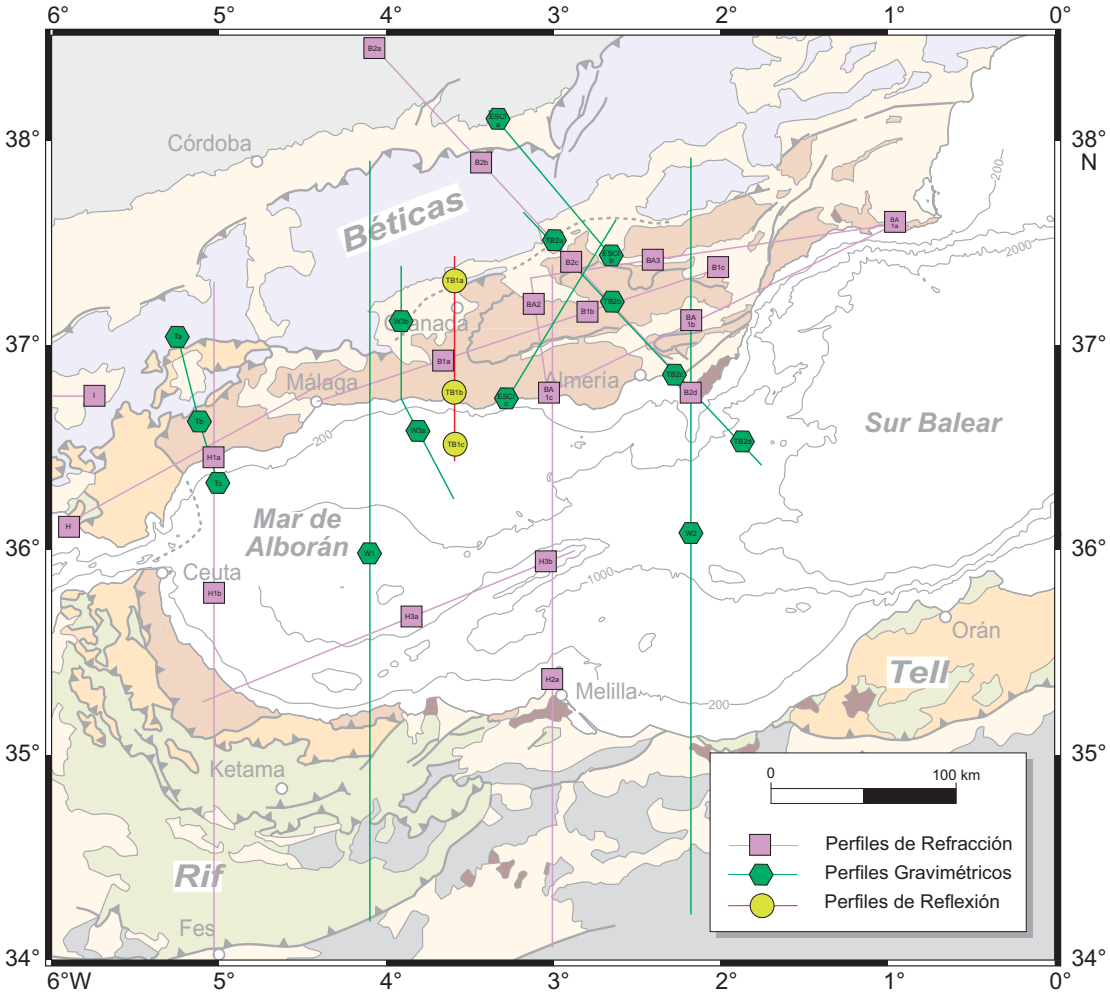


Figura 3.1. Mapa de posicionamiento de los datos geofísicos recopilados: perfiles sísmicos de reflexión y refracción; perfiles gravimétricos. Los modelos corticales propuestos para cada perfil están detallados en el ANEXO I. La geología ha sido tomada de la Figura 2.3.

Carbonell *et al*., 1998; Galindo-Zaldívar *et al*., 1998), sísmica de refracción (Hatzfeld *et al*., 1978; Banda y Ansorge, 1980; Medialdea *et al*., 1986; Barranco *et al*., 1990; Banda *et al*., 1993) y perfiles con modelización de la anomalía gravimétrica regional de Bouguer (Torne y Banda, 1992; Torne *et al*., 1992; Watts *et al*., 1993; Galindo-Zaldívar *et al*., 1997). La posición de los perfiles sísmicos y gravimétricos utilizados en la construcción del modelo litosférico empleado aquí, queda recogida en la Figura 3.1. Junto con estos datos, que permiten establecer las características y estructura local de la corteza, también ha sido necesario establecer un modelo global de elevación topográfica, y un modelo de espesor del relleno sedimentario en las cuencas mayores. Además se ha utilizado el modelo tridimensional de Torne *et al*. (2000) donde queda establecida la profundidad de la Moho y el flujo térmico superficial.

Para el cálculo del modelo reológico, la región ha sido dividida según una malla regular de celdillas de 40 km de lado (aproximadamente 0,44º de longitud y 0,36º de latitud) (Figura 3.2). En función de la disponibilidad de datos, el área modelizada ocupa el sector comprendido entre los meridianos 6º W y 0º y los paralelos 34,5º N y 38,5º N, según un área total de 228.800 km^2. Este sector se ha resuelto según 94 sectores discretos cuyas características vienen dadas por el valor central del modelo litosférico que se describe detalladamente a continuación.

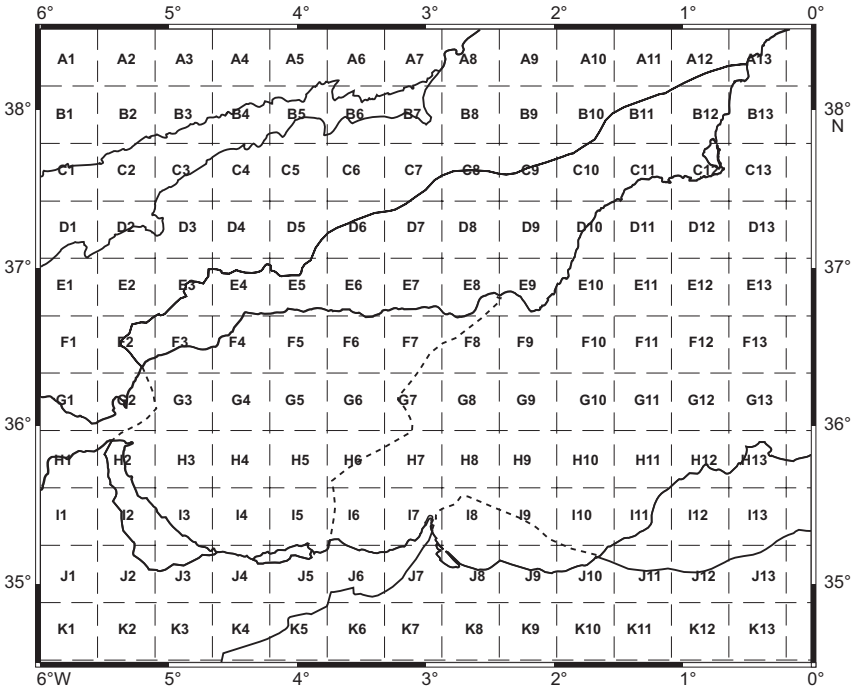


Figura 3.2. Designación de los sectores (40 km x 40 km) del modelo litosférico. Los dominios geológicos mayores se han delimitado de manera simplificada con trazo continuo en tierra y discontinuo en mar.

3.1. Modelo de Elevaciones

Los datos de elevaciones (topografía y batimetría) que se han empleado proceden de la base topográfica global de Sandwell y Smith (1997) (Figura 3.3) que combina una batimetría general de los océanos, con una resolución horizontal de 1 a 12 km (Smith y Sandwell, 1997) y el modelo digital global de elevaciones GTOPO30 (Servicio Geológico Americano), con una resolución horizontal de 30 arcos de segundo (aproximadamente 1 km). Estos modelos digitales han sido filtrados para obtener una elevación regional que desprecie aquellos rasgos de pequeña longitud de onda, por lo que el modelo que se muestra en la Figura 3.3 procede de un suavizado con una red de búsqueda de 1 km x 1 km.

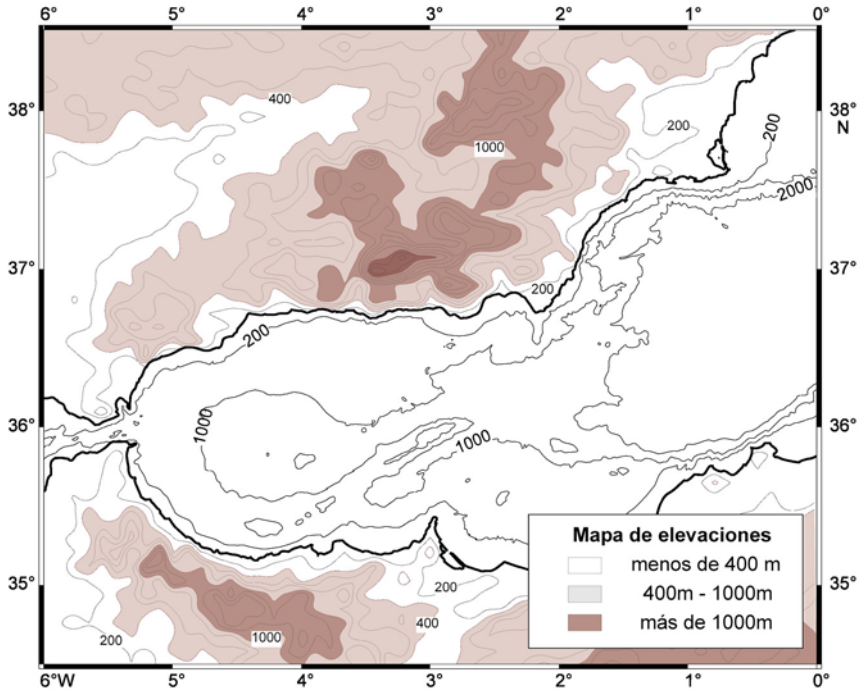


Figura 3.3. Modelo general de elevaciones que integra Sandwell y Smith (1997) y GTOPO30. En tierra las líneas de contorno se disponen cada 200 m.

El relieve general es abrupto y con fuertes pendientes en el ámbito de la Cordillera Bética que se suavizan hacia el noroeste a medida que nos trasladamos hacia la Depresión del Guadalquivir. Las alturas máximas superan los 3.000 m en Sierra Nevada y las máximas cotas se alinean siguiendo una dirección E-W. En el Rif las cotas se elevan hasta los 2.500 m con una orientación ESE-WNW. La batimetría está caracterizada por la presencia de importantes altos submarinos que dan fuertes cambios de pendiente. El rasgo topográfico más notable es la Cresta de Alborán que, con una orientación NE-SW, se hace

más somera hacia el noreste llegando a emerger en la isla de Alborán. En el extremo este de Alborán numerosos altos submarinos salpican el fondo marino: Alto de Al Manssur, Alto de Maimonides o Banco de Xauen. En el mar la lámina de agua se hace progresivamente más potente hacia posiciones más orientales. En la transición de la Cuenca Este de Alborán hacia la Cuenca Sur Balear se superan los 2.400 m de profundidad, frente a los 1.600 m de profundidad máxima que se alcanzan en la Cuenca Oeste de Alborán.

3.2. Espesor de Sedimentos

El mapa de isopacas mostrado en la Figura 3.4 recoge los espesores del relleno sedimentario neógeno y cuaternario para la Cuenca de Alborán y las cuencas mayores adyacentes. Dado que no existen datos disponibles sobre las cuencas en el Rif, se han considerado exclusivamente las cuencas Neógenas en las Béticas. El espesor del relleno sedimentario de la Cuenca de Alborán ha sido tomado del cálculo realizado por Soto *et al*. (1996) a partir de la conversión a profundidad de perfiles de sísmica de reflexión. El máximo espesor de sedimentos alcanza más de 8 km en la Cuenca Oeste de Alborán y define un depocentro elongado NNW a NNE que hacia el norte, en el Graben de Málaga, se dispone E-W (de la Linde *et al*., 1996). En la Cuenca Este de Alborán y transición con la Cuenca Sur-Balear, la cobertera sedimentaria disminuye hasta alcanzar espesores inferiores a 2 km.

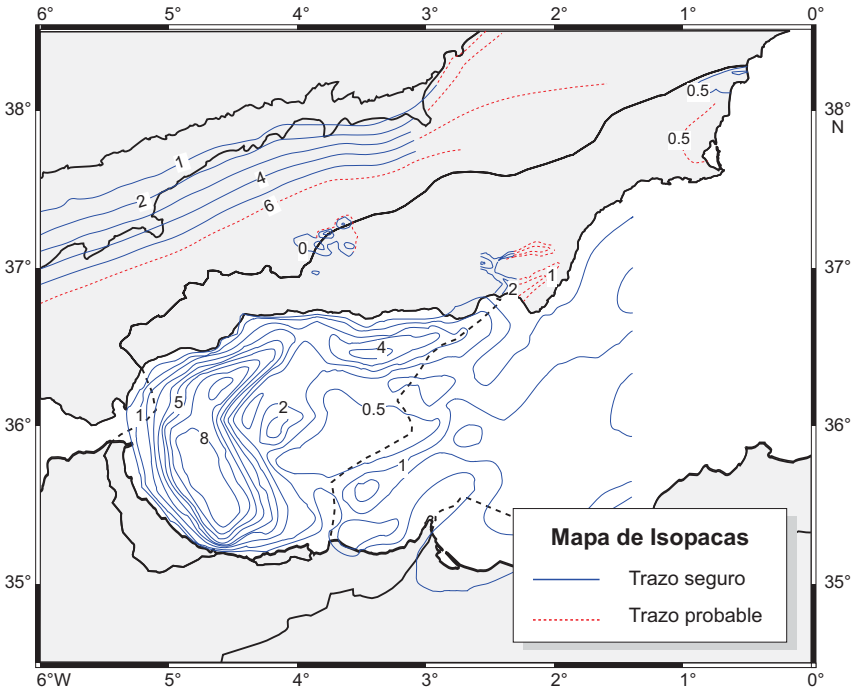


Figura 3.4. Mapa general de espesor de sedimentos en las cuencas mayores (valores en km). Equidistancia 1 km. Ver texto para referencias.

El espesor del relleno sedimentario para la Cuenca del Guadalquivir, que supera en algunos puntos los 4 km, ha sido tomado de García-Castellanos *et al*. (2002). En aquellas cuencas emergidas con sedimentos de edad Terciario o Cuaternario, de las que se dispone alguna información geofísica sobre la geometría y magnitud del depocentro, se han reconstruido las líneas de contorno del relleno sedimentario. Así en la Cuenca de Granada se han recalculado los valores de Morales *et al*. (1990) para mostrar el espesor, al igual que se han recalculado las isopacas en las Cuencas de Almería, Campo de Dalías y Cuenca de Totana a partir de las reconstrucciones realizadas por Rodríguez-Fernández y Martín Penela (1993), Pulido-Bosch *et al*. (1992a, 1992b) y Gauyau *et al*. (1977), respectivamente.

Así la Cuenca de Granada alcanza una potencia del relleno sedimentario que supera los 1,5 km en los depocentros situados en el margen septentrional de la depresión. En las Cuencas de Almería y Campo de Dalías los mayores depocentros se disponen con una orientación NE-SW y el relleno sedimentario puede superar los 2 km. Más al norte, en la Cuenca de Totana, los espesores de sedimentos estimados están entorno a los 500 m; aunque localmente pueden alcanzar potencias de 1 km.

3.3. Espesor Cortical

Los valores de profundidad de la Moho (Figura 3.5) aquí recogidos resultan de un modelo tridimensional inicial realizado por Torne *et al*. (2000). Se han modificado puntualmente los valores dados por estos autores, de tal manera que se han incorporado en la Depresión del Guadalquivir los aportados por García-Castellanos *et al*. (2002), así como la corrección que realizan estos autores en la región de Sierra Nevada y áreas adyacentes. En el extremo septentrional del Rif también se han incorporado los valores aportados por Tadili *et al*. (1986).

El modelo resultante muestra una corteza cuyo espesor varía entre los 14 km, bajo la transición entre la Cuenca Este de Alborán y la Cuenca Sur Balear (meridiano 1º-1,5º W), y más de 38 km, en el bulbo cortical que se localiza en Béticas, desplazado ligeramente al norte con respecto a la región de mayor elevación topográfica (Sierra Nevada). En la mayor parte del Mar de Alborán, el espesor de corteza oscila entre 14 km en el extremo oriental y los 18 km bajo la Cuenca Oeste de Alborán. Hacia Béticas y Rif se produce un brusco engrosamiento cortical que siempre supera los 30 km. Los mayores gradientes de adelgazamiento cortical se localizan siguiendo el contorno de la línea de costas. En la zona

occidental, la variación de espesor cortical desde la Cuenca Oeste de Alborán hacia Béticas y Rif, resulta en un patrón de gradientes elevados. Existe un engrosamiento cortical notable en el Arco de Gibraltar, donde en un trayecto horizontal E-W de 85 km, la corteza tiene 18 km de espesor bajo la Cuenca Oeste de Alborán y alcanza más de 30 km bajo el Arco de Gibraltar. En el extremo oriental de Alborán, el adelgazamiento cortical es más suave, especialmente en el margen meridional donde la variación de espesor cortical es de 14 km para un intervalo horizontal N-S de 165 km.

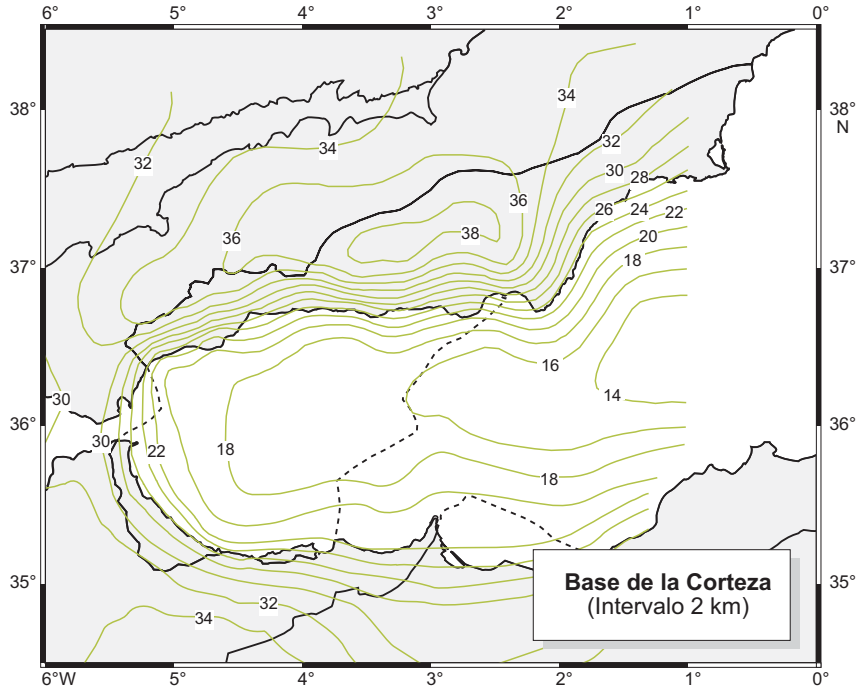


Figura 3.5. Mapa de profundidad de la Moho. Establecido a partir de los datos de Torne *et al.* (2000) con modificaciones locales tomadas de Tadili *et al*. (1986) y García-Castellanos *et al*. (2002).

3.4. Flujo Térmico Superficial

El flujo térmico superficial es uno de los parámetros más importantes en cualquier modelización reológica, dado que condiciona el cálculo de la geoterma. Existen diversas medidas puntuales de flujo térmico superficial, tanto en la Cordillera Bética (Albert Beltrán, 1979; Fernàndez *et al*., 1998), como en el Rif (Rimi y Lucazeau 1987; Rimi, 1993, 1999; Rimi *et al*., 1998). En la cuenca del Mar de Alborán, por el contrario, existen diversos perfiles con medidas regulares de la anomalía de flujo de calor (campaña FLUCALB I, Polyak *et al*., 1996) (Figura 3.6). Estas medidas en el mar fueron corregidas por Polyak *et al*. (1996) y Torne *et al*. (2000) (según el efecto de sedimentación, de

refracción térmica por estructura y de magmatismo reciente), estableciendo un mapa de la anomalía térmica regional (Figura 3.7). Esta anomalía ha sido aquí corregida en algunas regiones del Rif, al integrar datos más recientes de Rimi *et al*. (1998) y Rimi (1999).

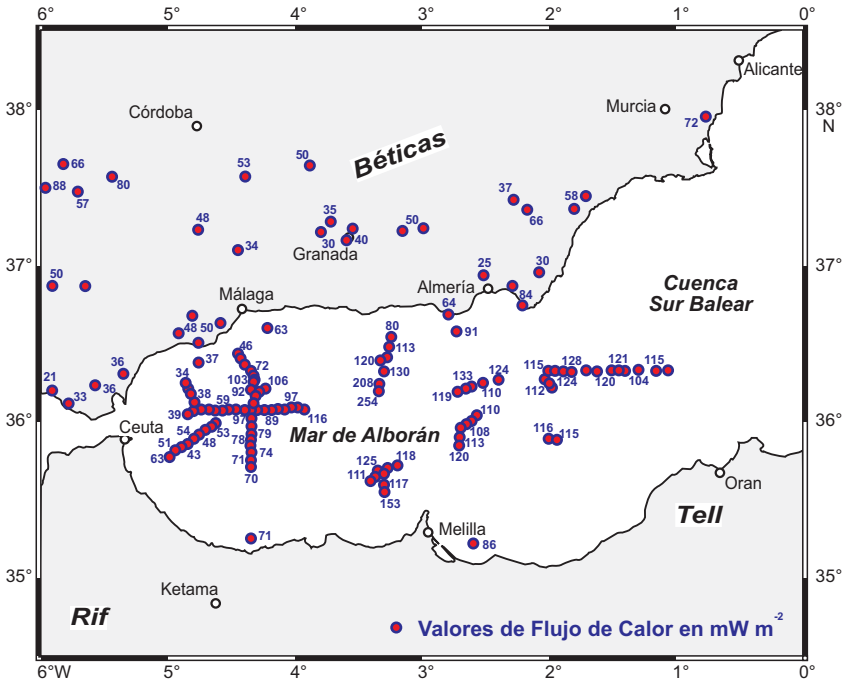


Figura 3.6. Distribución de puntos de medida de valores de flujo de calor en el Mar de Alborán y márgenes español y marroquí; tomados de Albert Beltrán (1979) y Fernàndez *et al.* (1998) para la Cordillera Bética y Polyak *et al*. (1998) para la Cuenca de Alborán y Rimi *et al.* (1998) para el margen marroquí.

El patrón de anomalía de flujo de calor resultante (Figura 3.7) presenta diferencias de flujo de calor superiores a 65 mW m^{-2}, con un máximo cercano a 115 mW m^{-2}, en la Cuenca Este de Alborán, y un mínimo inferior a 55 mW m^{-2}, en el Arco de Gibraltar. En Béticas existe una disminución progresiva del flujo de calor hacia el SE, determinando que de este a oeste y a lo largo del Mar de Alborán, exista una diferencia de más de 60 mWm^{-2} desde 110-115 mW m^{-2} en la Cuenca Este de Alborán hasta 70-80 mW m^{-2} en la Cuenca Oeste de Alborán. En general, y a medida que la batimetría aumenta hacia el este, el flujo de calor se mantiene constante desde el meridiano 3,5º W o incluso se acrecienta en la Cuenca Sur Balear (~115 mW m^{-2}). Esto sugiere un adelgazamiento litosférico hacia el este desde la Cuenca Oeste de Alborán hacia la Cuenca Sur Balear, a la par que hay un adelgazamiento de la corteza (Torne *et al.,* 2000).

Hacia los márgenes de la Cuenca de Alborán los gradientes de la anomalía de flujo térmico se hacen más acusados, con una disposición oblicua a la línea de costas que se hace especialmente manifiesta en el margen septentrional, en el entorno del Dominio de

Alborán. Para una sección NW-SE, la máxima variación que experimenta el flujo térmico en Béticas es de 30 mW m^{-2} en 55 km de distancia horizontal (i.e. 0,54 mW m^{-2} por kilómetro). En el margen meridional, la disminución de flujo térmico está caracterizada por una importante componente N-S, desde la Cuenca Este de Alborán hacia el antepaís africano, con variaciones de hasta 30 mW m^{-2} en una distancia horizontal de 70 km (i.e. 0,43 mW m^{-2} por kilómetro). En el entorno del Dominio de Alborán y el Dominio Magrebí, el gradiente máximo del patrón de anomalía rota hasta una dirección E-W, con variaciones del flujo térmico de 1,6-1,8 mW m^{-2} por kilómetro.

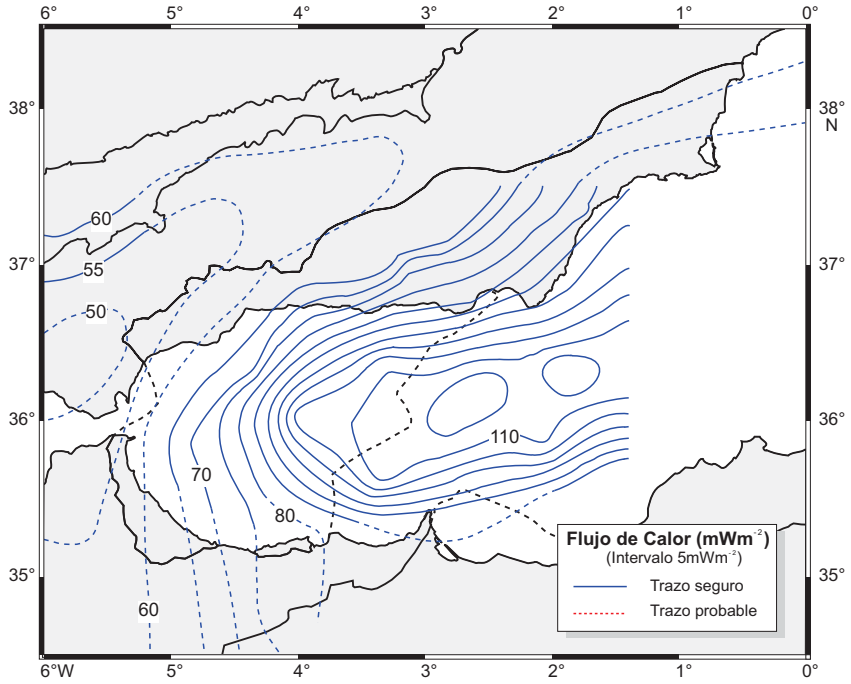


Figura 3.7. Modelo térmico regional obtenido a partir de las medidas puntuales de flujo de calor que se muestra en la Figura 3.6 y modificado según Rimi *et al.* (1998) para el margen marroquí.

3.5. Modelo de Estructura Cortical

Según la información relativa a la estructura cortical aportada por los distintos datos geofísicos, así como de la información de geología de superficie, se han establecido diversos dominios geológicos para las celdillas del modelo (Figura 3.8), cuya estructura y características concretas se ha definido según un modelo de *n*-capas más un semiespacio. A saber, estos dominios son: Antepaís (Ibérico y Africano), Depresión del Guadalquivir, Dominio Sudibérico (incluyendo el Dominio Magrebí en el Rif y el Surco de los Flyschs), Dominio de Alborán, Alborán Oeste (incluyendo la Cuenca Oeste de Alborán) y Alborán Este (incluyendo las Cuencas Este y Sur de Alborán y la transición hacia la Cuenca Sur

Balear). Esta división de la Cuenca de Alborán, atiende a la presencia mayoritaria de cuerpos de naturaleza volcánica al este del meridiano 3,5º W (Comas *et al*., 1999). Estos cuerpos intruyen aquí la corteza de la cuenca, que resulta ser una corteza continental fuertemente adelgazada, transicional con la probable corteza oceánica de la Cuenca Sur Balear (Comas *et al*., 1997).

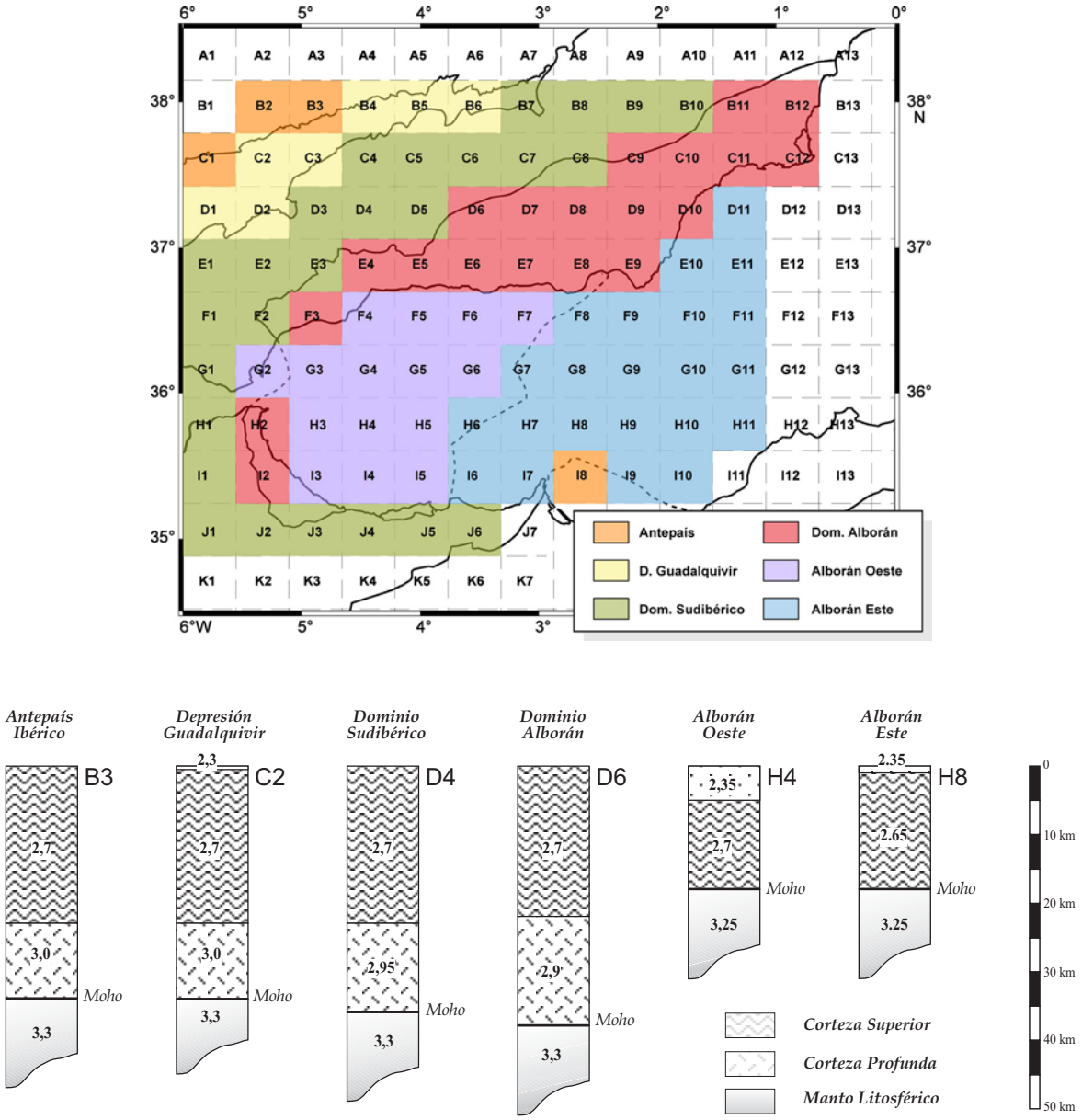


Figura 3.8. Correspondencia entre sectores y los dominios geológicos mayores que se han diferenciado en la región, asumiendo una estructura cortical cuya distribución de densidades es la que se recoge en las columnas de la parte inferior de la figura, y cuyo espesor cortical se toma en cada celda del modelo presentado en la Figura 3.5.

Con los datos geofísicos disponibles se ha seleccionado una posición para las discontinuidades mayores en la corteza. A cada una de las capas del modelo cortical se le ha asignado un valor de densidad, según los datos geofísicos disponibles (Tabla 3.1). Además, dado que existe una probada correspondencia entre densidad y velocidad de propagación de ondas sísmicas (Nafe y Drake, 1957; Birch, 1961; Christensen y Salisbury, 1975; Christensen y Mooney, 1995), las densidades se han contrastado con aquellas que resultarían de la conversión de V_p. Así, se ha utilizado la equivalencia propuesta por Christensen y Mooney (1995), según la cual:

$$\rho = a + b/V_p \qquad V_p^{-1} = a + b\rho^3 \qquad [3.1]$$

donde a y b son los parámetros resultantes de ajuste de una regresión no lineal a distintas profundidades.

Esta relación [3.1], en especial tomando el ajuste que proponen Christensen y Mooney (1995) para regiones de corteza continental adelgazada, permite inferir cuales serían las densidades de cada una de las capas del modelo cortical, allí donde existe un modelo de velocidades V_p, establecido por perfiles sísmicos de refracción (Hatzfeld *et al*., 1978; Banda y Ansorge, 1980; Medialdea *et al*., 1986; Barranco *et al*., 1990; Banda *et al*., 1993), tomografía sísmica (Carbonell *et al*., 1998; Serrano *et al*., 1998) y datos de propagación de ondas superficiales (Corchete *et al*., 1995; Badal *et al*., 1996). Existen varios dominios corticales en los que la comparación entre las densidades usualmente utilizadas en los modelos gravimétricos (Torne y Banda, 1992; Torne *et al*., 1992; Watts *et al*., 1993; Galindo-Zaldívar *et al*., 1997) y las derivadas de la relación V_p– densidad es especialmente crítico, porque permiten deducir su naturaleza. Estos dominios son: (1) la corteza profunda bajo el Dominio de Alborán en Béticas, para inferir si tiene o no características de corteza inferior; (2) el manto superior bajo Béticas frente al que se encontraría bajo el Mar de Alborán; y (3) la corteza superior (exceptuando los sedimentos) en la Cuenca Oeste de Alborán frente a la de la Cuenca Sur de Alborán y Cuenca Este de Alborán – Cuenca Sur Balear.

En el primero de estos casos, se ha propuesto tanto el carácter de corteza inferior hasta la línea de costas, en Béticas (ρ=2.900 kg m^{-3} según Galindo-Zaldívar *et al*., 1997); hasta autores que empleando las V_p inferidas en la corteza profunda (ondas *P**) mediante perfiles de refracción (Banda *et al*., 1993), tomografía sísmica (Carbonell *et al*., 1998) y medidas de V_p y densidad (Zappone *et al*., 2000), sugieren un carácter de corteza intermedia (García-Dueñas *et al*., 1994; Martínez-Martínez *et al*., 2002). Si se utiliza la conversión [3.1] con la velocidad de las ondas *P* (V_p=6,5 km s^{-1}, Banda *et al*., 1993) medidas en la

parte más profunda de la corteza en Béticas Centrales (Moho=38 km) se deduce una densidad de 2.900 kg m^{-3}, coincidente con aquella propuesta por autores como Galindo-Zaldívar *et al.*, (1997). Este valor se aplicará al Dominio de Alborán en Béticas y por extrapolación al Dominio de Alborán en el Rif. Para la corteza profunda en el Dominio Sudibérico se ha empleado una densidad de 2.950 kg m^{-3} según lo propuesto por Torne *et al.* (1992). Banda *et al.* (1992) sugieren una densidad de 3.000 kg m^{-3} para la corteza profunda en el antepaís, que será la empleada en este trabajo.

Tabla 3.1. Valores de densidad (g cm^{-3}) para cada una de las capas del modelo. **A. Ibérico**: Antepaís Ibérico; **D.Guad.:** Depresión del Guadalquivir; **D.Sudib.:** Dominio Sudibérico; **D.Alb.:** Dominio de Alborán; **COA**.: Cuenca Oeste de Alborán; **CESA**.: Cuenca Este y Sur de Alborán

	A. Ibérico	D. Guad.	D. Sudib.	D. Alb.	COA	CESA
Sedimentos	-	*2,3*	*2,3*	*2,3*	*2,35*	*2,35*
C. Superior	*2,7*	*2,7*	*2,7*	*2,7*	*2,7*	*2,65*
C. Profunda	*3,0*	*3,0*	*2,95*	*2,9*	-	-
Manto	*3,3*	*3,3*	*3,3*	*3,3*	*3,25*	*3,25*

En relación con las características del manto superior bajo Alborán se ha propuesto desde las primeras medidas de Hatzfeld *et al.* (1978) su carácter "anómalo", con V_p especialmente bajas (V_p=7,5-8,0 km s^{-1}). Utilizando de nuevo la conversión [3.1], resulta que para una profundidad de 20 km (en consonancia con la derivada de la interpretación del perfil ESCI-Alborán 2b y 2c; Comas *et al.*, 1997), y una V_p de 7,5 km s^{-1}, resultaría una densidad de 3.170 kg m^{-3} para la Cuenca Este de Alborán. Mientras que para Alborán Oeste, dado que el espesor de corteza es probablemente superior a 18-19 km (Torne *et al.*, 2000), si asumimos una V_p de 8,0 km s^{-1}, la densidad resultaría de 3.290 kg m^{-3}. Por esta razón en este trabajo se ha empleado una densidad promedio de 3.250 kg m^{-3} para el manto litosférico bajo el Mar de Alborán, de acuerdo con lo propuesto previamente por Torne *et al.* (1992). Para el manto litosférico en el resto de la región se ha empleado una densidad promedio de 3.300 kg m^{-3}, que resulta de aplicar la ecuación [3.1] a una V_p=8,0-8.2 km s^{-1} y que es acorde con los valores propuestos por Torne *et al.* (1992).

Finalmente, y en relación con la densidad de la corteza en el Mar de Alborán, comparando la Cuenca Oeste de Alborán con la Cuenca Este y Sur de Alborán, debemos tener en cuenta las siguientes observaciones: (1) el espesor de corteza en la Cuenca Oeste de Alborán, bajo el enorme depocentro allí situado (8-9 km), debe ser por tanto del orden de 10-12 km, ligeramente inferior al inferido para la Cuenca Este de Alborán (12-14 km)

(Figura 3.2D); (2) la naturaleza de esta corteza bajo el Mar de Alborán (Cuenca Oeste frente a la Cuenca Este de Alborán) resulta ser muy probablemente diferente, dado que en la Cuenca Oeste de Alborán se ha comprobado que existen rocas similares a las del Complejo Alpujárride (Sánchez-Gómez *et al*., 1999; Soto *et al*., 1999), de naturaleza cortical (V_p=5,8-6,1 km s^{-1}, ρ=2.700-2.750 kg m^{-3}; Zappone *et al*., 2000); mientras que en la Cuenca Este de Alborán existe una gran abundancia de cuerpos ígneos intrusivos, cuya densidad y V_p están por establecer. Si tomamos tentativamente las V_p medidas *in situ* por Zappone *et al*. (2000) como representativas de la corteza continental fuertemente adelgazada en la Cuenca Oeste de Alborán (V_p=6,5 km s^{-1}), resulta una densidad de 2.880 kg m^{-3} (usando la ecuación [3.1]). Por el contrario, asumiendo que la Vp en la parte más profunda de la corteza de la Cuenca Este de Alborán oscila entre 5,1-7,7 km s^{-1}, según indican los únicos datos de sísmica de refracción disponibles (Hatzfeld *et al*., 1978; Morelli, 1985), resultaría una densidad promedio de 2.650-2.700 kg m^{-3} (usando la ecuación [3.1]). En este trabajo por tanto, se han utilizado densidades de 2.700 kg m^{-3} para la corteza superior bajo Béticas, Rif y Cuenca Oeste de Alborán y 2.650 kg m^{-3} para la corteza en la Cuenca Este de Alborán.

El modelo cortical que finalmente se propone, se muestra en la Figura 3.8 según una distribución de densidades por dominios (Tabla 3.1). Según este modelo, el antepaís Ibérico (e.g. sector B2) está caracterizado por una discontinuidad a 23 km (Banda *et al*., 1993) que separa corteza superior (ρ=2.700 kg m^{-3}) y corteza con características de corteza profunda (ρ=3.000 kg m^{-3}). El dominio de la Depresión del Guadalquivir (e.g. sector C2) es semejante al modelo cortical del antepaís, salvo que incluye una capa de sedimentos cuyo espesor se toma en cada caso del mapa de isopacas propuesto por García-Castellanos *et al*. (2002) (Figura 3.4). El Dominio Sudibérico y Magrebí (que engloba también el Surco de las Unidades de los Flyschs) presenta una discontinuidad intracortical a 22 km según demuestran los datos sísmicos y modelos gravimétricos disponibles (Torne *et al*., 1992, Torne y Banda, 1992). Para el Dominio de Alborán (e.g. sector D6), los perfiles de modelización gravimétrica de Torne y Banda (1992) y los perfiles de sísmica de refracción de Banda y Ansorge (1980), proponen también la existencia de una discontinuidad intracortical a 22 km. Por último, en la Cuenca de Alborán se ha definido un modelo de dos capas, una superior de sedimentos (ρ=2.350 kg m^{-3}) cuyo espesor viene dado en cada caso por la Figura 3.4, y una segunda con características de corteza superior que se extiende hasta la Moho. La distinción entre la corteza de Alborán Este (ρ=2.650 kg m^{-3}) y Oeste (ρ=2.700 kg m^{-3}) atiende, como hemos mencionado anteriormente, a la abundancia de cuerpos ígneos que intruyen la corteza en el entorno de la Cuenca Este y Sur de Alborán.

4. TEMPERATURA EN LA LITOSFERA: LA GEOTERMA CONTINENTAL

4.1. Ecuaciones Fundamentales

La variación de la temperatura con la profundidad en la litosfera continental condiciona gran número de procesos geodinámicos y se erige como factor crítico en los modelos reológicos. Aunque tanto la convección como la conducción son mecanismos de transferencia de calor determinantes en la distribución de temperaturas en la litosfera, en regiones continentales tectónicamente activas, los procesos conductivos son los dominantes (Chapman y Furlong, 1992). La ecuación que rige la transferencia conductiva de calor es (Chapman y Furlong, 1992; Turcotte y Schubert, 2002):

$$-div(-k \cdot \delta T/\delta z) + A = \rho c\, \delta T/\delta t \qquad [4.1]$$

donde T es la temperatura, t el tiempo, A la producción radiogénica de calor, k la conductividad térmica, ρ la densidad y c el calor específico.

Para un medio homogéneo e isótropo, la transferencia de calor unidimensional viene dada por la expresión:

$$\frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + \frac{A}{k} = \frac{1}{\alpha}\frac{\delta T}{\delta t} \qquad [4.2]$$

donde $\alpha = c\,k/\rho$ es la difusividad térmica. El segundo término de esta igualdad se anula y la expresión [4.2] puede simplificarse si el medio posee una producción de calor constante, resultando la ecuación de Poisson:

$$\frac{d^2 T}{\delta z^2} = -\frac{A}{k} \qquad [4.3]$$

La producción de calor en la litosfera continental (*A)* varía con la profundidad dependiendo de la distribución de isótopos radiogénicos. La conductividad térmica (*k)*, sin embargo, varía tanto con la composición, como con la presión y la temperatura.

Asumiendo una capa con producción de calor y conductividad térmica constantes, la temperatura variará con la profundidad según la expresión:

$$T(z) = T_T + \frac{q_T}{k} z - \frac{Az^2}{2k} \qquad [4.4]$$

donde T_T y q_T son, respectivamente, la temperatura y el flujo térmico para el techo de esta superficie ($z = 0$). Si la capa tiene un espesor Δz, la temperatura a muro y el flujo a través de esa superficie (T_B, q_B) están relacionados con las mismas variables en el techo (T_T, q_T) y con las propiedades de la capa (*A, k*) (Chapman y Furlong, 1992) según:

$$T(z) = T_T + \frac{q_T}{k} z - \frac{A\Delta z^2}{2k} \qquad [4.5]$$

$$q_B = q_T - A \cdot \Delta z \qquad [4.6]$$

Para un caso de *n*-capas basta aplicar las ecuaciones [4.5] y [4.6] desde la capa más somera hacia abajo, tomando sucesivamente como T_T y q_T en cada nueva capa los valores de T_B y q_B calculados para la base de la anterior.

La diversidad estructural y composicional de la litosfera continental se traduce en una compleja distribución vertical de la producción radiogénica de calor. Para la corteza superior se suele asumir un decrecimiento exponencial en la producción radiogénica de calor que responde a la expresión:

$$A(z) = A_0 \exp(-z/D) \qquad [4.7]$$

donde A_0 es la producción radiogénica de calor en superficie y D el espesor de la capa en la que se considera una producción de calor de tipo exponencial (suele tomarse un valor de D=10-15 km). Aunque ésta no es la única expresión derivada para reconstruir la variación de A en la litosfera, si es la expresión utilizada más frecuentemente. Para las capas más profundas de la litosfera se asume una producción radiogénica de calor constante. Algunos autores sugieren por el contrario, que la producción radiogénica de calor contribuye en un 40% al flujo térmico superficial (Chapman y Furlong 1992; Pollack y Chapman, 1977; Vitorello y Pollack, 1980), por lo que:

$$A_0 = 0.4 q_0 / D \qquad [4.8]$$

En este caso, la distribución exponencial continúa en profundidad hasta que cae el valor de la producción radiogénica de calor en la corteza inferior A_L, a una profundidad tal que $z = D + \ln(A_0/A_L)$ (Chapman y Furlong 1992).

Determinar la producción de calor en la corteza inferior es ciertamente una tarea más ardua, por lo que los valores que usualmente se emplean proceden de determinaciones experimentales en rocas características de la corteza inferior.

4.2. Cálculo de la Geoterma

El cálculo del gradiente de temperatura en función del flujo térmico superficial (Chapman y Furlong, 1992; Turcotte y Schubert, 2002) se ha realizado en este trabajo asumiendo un modelo de capas con conductividad térmica y producción radiogénica de calor constante, y cuyas características se recogen en la Tabla 4.1. La temperatura superficial empleada en tierra es de 15 ºC, que corresponde con la media anual en la

región. Para la temperatura en el fondo del mar se ha empleado la temperatura media del Mar de Alborán, 12 ºC.

Tabla 4.1. Parámetros utilizados en el cálculo de la geoterma.

	K (mW/mºK)	**A** (mW/m^3)
Sedimentos	(1) (2) 2,3 x 10^3	(1) 10^{-3}
Corteza Superior	(3) 2,5 x 10^3	(3) 1,4 x 10^{-3}
Corteza Profunda	(4) (3) 2,1 x 10^3	(4) (3) 2,0 x 10^{-4}
Manto Litosférico	(3) 3,1 x 10^3	(4) 2,0 x 10^{-5}

(1) Rimi *et al*., (1998) (2) Fernàndez *et al*., (1998)
(3) García-Castellanos *et al*., (2002) (4) Zeyen y Fernàndez (1994)

Si asumimos una producción radiogénica de calor exponencial para toda la corteza superior y que el 40% del flujo térmico superficial es debido a fuentes radiogénicas, tal y como sugieren Chapman y Furlong (1992) (ecuación [4.8]), la geoterma continental resultante es más caliente que aquella calculada para una producción radiogénica de calor constante (Figura 4.1) (con una diferencia constante de 100 ºC a partir de una profundidad de 20-22 km).

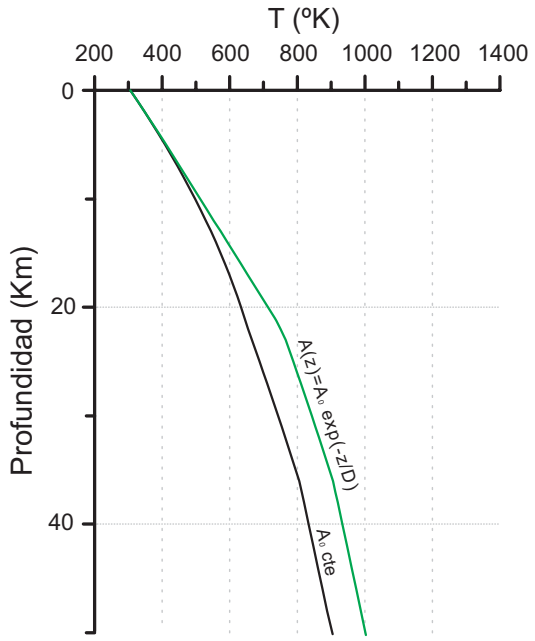


Figura 4.1. Comparación entre geotermas con producción radiogénica de calor constante y exponencial (considerando que el 40% del flujo de calor superficial es de origen radiogénico). A_0= 0,0014 mW/m^{-3}; q_0= 55 mW/m^2 ; D= 22 km.

Dado que no se conoce con precisión la contribución de la radiactividad al flujo térmico superficial en el entorno del Mar de Alborán y a favor de simplificar el modelo reológico minimizando la entrada de variables poco conocidas en la región, se ha elegido

un patrón de producción radiogénica de calor constante en consonancia con otras modelizaciones térmicas (Fernàndez *et al*., 1998; Torne *et al*., 2000; García-Castellanos *et al*., 2002) (Tabla 4.1). La influencia de la geoterma calculada en la modelización reológica, sobre todo en las condiciones bajo las que se desarrolla la deformación dúctil en la litosfera se tratará con más detalle en el Capítulo 5.

El cálculo de la geoterma en cada uno de los sectores del modelo nos permite, adicionalmente, caracterizar el estado térmico de la corteza (Figura 4.2). Aunque no es el objetivo de este trabajo de investigación, la temperatura imperante en la base de la corteza puede ser caracterizada para cada uno de los dominios geológicos que hemos diferenciado.

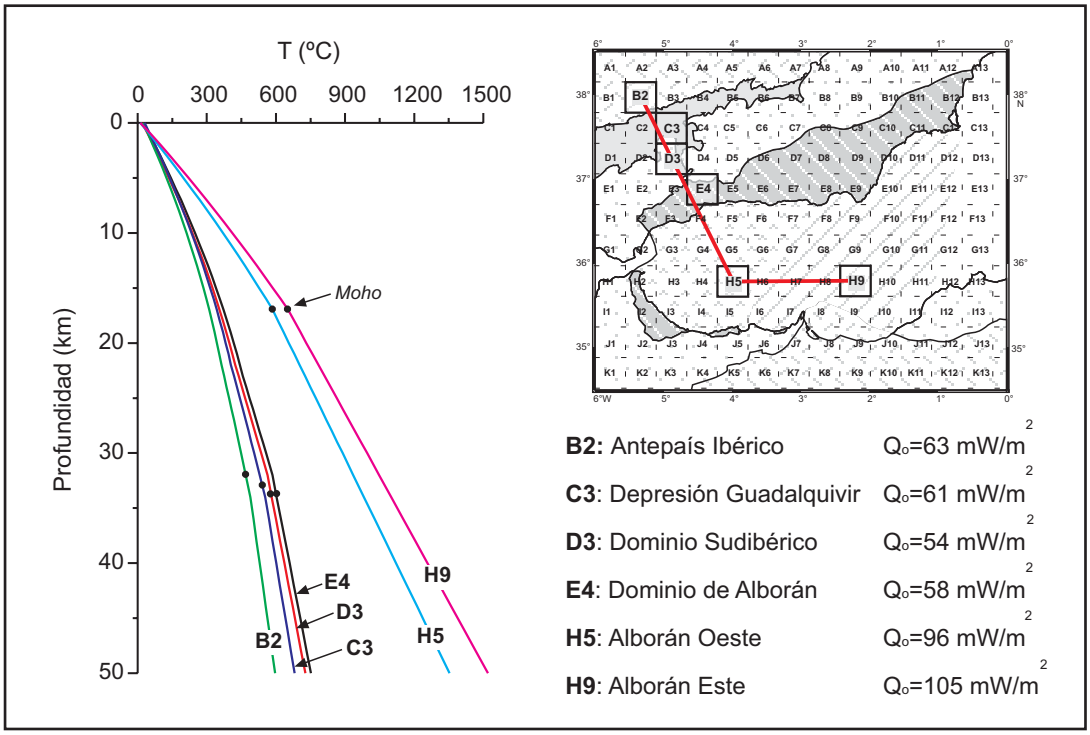


Figura 4.2. Geotermas tipo en cada uno de los dominios geológicos considerados (características en Tablas 3.1 y 4.1). Los puntos marcan la posición de la Moho en cada geoterma.

En términos generales, la base de la corteza en la región está caracterizada por un máximo que supera los 850º C en el entorno de Cabo de Gata - Cuenca de Níjar y un mínimo (~ 350º C) en el Arco de Gibraltar. Más detalladamente, la transición corteza-manto presenta temperaturas entorno a 600 ºC – 700 ºC en la Cuenca Este y Sur de Alborán. Hacia occidente, en la Cuenca Oeste de Alborán, la temperatura de la Moho disminuye progresivamente hasta 350 ºC, bajo el Arco de Gibraltar. Para el Dominio de Alborán y Sudibérico, en el margen septentrional de Alborán, se observa un gradiente creciente de

temperaturas de oeste a este, desde 450 ºC en el extremo occidental del Dominio Sudibérico hasta 750 ºC en Dominio de Alborán oriental. En la Depresión del Guadalquivir y hacia el antepaís Ibérico, la base de la corteza presenta una distribución de temperaturas bastante uniforme entre 550 ºC y 600 ºC.

5. LA TRANSICIÓN DÚCTIL-FRÁGIL EN LA CORTEZA DE BÉTICAS-RIF-ALBORÁN

5.1. Ecuaciones Fundamentales

Las condiciones que rigen la fracturación han sido ampliamente estudiadas en laboratorio. Salvo para algunos minerales, como arcillas expansivas, el esfuerzo de cizalla (τ_s) necesario para que comience el deslizamiento friccional se relaciona con el esfuerzo normal (σ_n) a través de la ley de Amonton, donde μ_f es el coeficiente de fricción y C_f, el parámetro de resistencia cohesiva:

$$\tau = \mu_f \sigma_n + C_f \qquad [5.1]$$

Los experimentos de Byerlee (1978) analizaron estos procesos y pusieron de manifiesto que las leyes que gobiernan la fricción son independientes al tipo de roca, demostrándose que:

$$\tau_s = 0.8\sigma_n \qquad \sigma_n < 200MPa \qquad [5.2a]$$

$$\tau_s = 0.5 + 0.6\sigma_n \qquad \sigma_n > 200MPa \qquad [5.2b]$$

La aplicación de la ley de Byerlee a la litosfera requiere primero que estas expresiones vengan dadas por los esfuerzos principales. Además, esta ley ha de ser modificada para contemplar la influencia de la presión interna de fluidos (e.g. Brace y Kohlstedt, 1980; Kohlstedt *et al*., 1995):

$$\sigma_1 - P_p \approx 4.9(\sigma_3 - P_p) \qquad \sigma_3 - P_p < 100MPa \qquad [5.3a]$$

$$\sigma_1 - P_p \approx 3.1(\sigma_3 - P_p) + 210 \qquad \sigma_3 - P_p > 100MPa \qquad [5.3b]$$

donde la presión en poro (P_p) si es de tipo hidrostático, sería igual a $\rho_f gz$, siendo ρ_f la densidad del fluido. Para este tipo de cálculo uno de los esfuerzos principales se supone vertical y equivalente a la presión litostática:

$$\sigma_v = \rho gz \qquad [5.4]$$

donde ρ es la densidad de la columna de roca suprayacente, g la aceleración de la gravedad y z, la profundidad. (En el caso de fracturación mediante fallas normales $\sigma_v=\sigma_1$, o si lo es por fallas inversas $\sigma_v=\sigma_3$).

A mayor profundidad, la presión aumenta y las rocas pasan a tener un comportamiento dúctil. La razón de flujo dúctil depende de la magnitud del esfuerzo que se aplique. El estudio de rocas en zonas de cizalla con una fuerte orientación preferente y los fenómenos de anisotropía sísmica en las rocas del manto, han puesto de manifiesto que siempre que los esfuerzos imperantes sean relativamente elevados, el mecanismo de deformación dominante en la litosfera es el "*creep*" por dislocación (Karato, 1989; Kohlstedt *et al*.,

1995). La deformación dúctil en la corteza estaría entonces gobernada por la ecuación de Dorn ("*power-law creep*"), que proporciona los esfuerzos de fracturación (o resistencia) en cualquier material que se deforma mediante procesos de dislocación:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon_0}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{E + PV_d}{nRT}\right) \qquad [5.5]$$

donde ε es la velocidad de deformación (s^{-1}); ε_0 es la constante de Dorn para el flujo dúctil (Pa/s); E es la energía de activación (kJ/mol); P es presión litostática; V_d es el volumen de activación; n es una constante o factor de esfuerzo; R es la constante universal de los gases y T, la temperatura (ºK). Generalmente, en cualquier cálculo reológico en la corteza, el término PV_d es omitido, por lo que la expresión que rige la deformación dúctil se simplifica a:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon_0}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right) \qquad [5.6]$$

En el manto litosférico, siempre que los esfuerzos sean inferiores a 500 MPa, la deformación dúctil del olivino también está controlada por la ecuación de Dorn ("ley de flujo dúctil del olivino"). Para esfuerzos mayores, el mecanismo de Peierls domina los procesos de deformación del olivino (Kameyama *et al*., 1999):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = A_d \left[1 - \left[\ln\left(\frac{B_d}{\varepsilon}\right)\frac{RT}{Q_d}\right]^{1/2}\right] \qquad [5.7]$$

donde A_d es el esfuerzo de Peierls de referencia, Q_d es la energía de activación de *"creep"* y B_d es la velocidad de deformación de referencia (Goetze, 1978).

En este trabajo, para la deformación dúctil, se ha empleado la simplificación de la ecuación de "*creep"* que desprecia el término PV_d (ecuación [5.6]). Simplificación ésta que se emplea frecuentemente en cualquier estudio reológico de la corteza (e.g. Ranalli 1997, 2000; García-Castellanos *et al*., 2000), empleándose también la ley de Dorn en las partes más someras del manto litosférico.

Los valores empíricos de la constante de "*creep"* o constante de Dorn (ε_0) y de la energía de activación (E) empleados en cualquier cálculo reológico resultan también determinantes en los resultados del modelo. Existen multitud de determinaciones experimentales de estos parámetros en las rocas y minerales mayoritarios en la litosfera (véase recopilación en Anexo II), demostrándose que tanto la composición como la cantidad de agua condicionan fuertemente el resultado de cualquier perfil de resistencia

(Jackson, 2002). Para minimizar igualmente la incidencia de esta variable en nuestros cálculos se han seleccionado los valores más comúnmente empleados para la corteza y el manto litosférico (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Parámetros de flujo dúctil

	ε_0 (MPa /s)	**E** (kJ/mol)	**n**	Fuentes
Sedimentos (Qtz wet)	*$3,2 \times 10^{-4}$*	*154*	*2,3*	*Ranalli (2000)*
Corteza superior (Qtz)	*$2,5 \times 10^{-8}$*	*140*	*2,4*	*Lynch y Morgan (1987)*
Corteza profunda (Qtz-Diorita)	*$3,2 \times 10^{-3}$*	*250*	*3,0*	*Lynch y Morgan (1987)*
Manto (Ol-dry)	*$2,4 \times 10^{5}$*	*540*	*3,5*	*Karato et al., (1986)*
Manto (Ol-wet)	*$1,9 \times 10^{5}$*	*420*	*3,0*	*Karato et al., (1986)*

5.2. La Envolvente de Resistencia

Los perfiles reológicos, o de resistencia, muestran la variación en profundidad de los esfuerzos de resistencia dúctil y frágil en la litosfera. Como se ha demostrado experimentalmente, la viscosidad de cualquier roca decrece exponencialmente con la temperatura (e.g. Goetze, 1978; Kirby, 1983), de tal manera que a una profundidad crítica en la corteza se estima que la viscosidad decae bruscamente. Así, la parte más somera de la corteza se deforma mediante deslizamiento friccional (deformación en condiciones frágiles) y la resistencia aumenta linealmente con la profundidad. Por el contrario, la parte inferior de la corteza presenta una resistencia que decrece con la profundidad, según una tendencia que está gobernada por las leyes de flujo dúctil y cuya magnitud depende de sus características composicionales y de la temperatura. La intersección entre estas dos tendencias define en el perfil reológico la zona de transición dúctil-frágil (TDF) (Figura 5.1); transición que suele producirse en la litosfera continental tanto en el seno de la corteza superior como en la parte superior del manto litosférico (véase Figura 5.1). Este relevo (o relevos) en el comportamiento mecánico entre dominios frágiles (caracterizados por la ecuación de Byerlee [5.2], para el deslizamiento friccional) y dominios dúctiles (caracterizados por la ecuación de *"creep"* o de Dorn [5.7]) en cualquier perfil reológico, establece una estratificación en el comportamiento mecánico de la litosfera (estratificación reológica, Ranalli, 1997), mostrando la coexistencia de deformaciones de carácter variable dependiendo de la profundidad y composición consideradas.

El valor de la envolvente de resistencia (YSE, "*Yield Strengh Envelope*") permite estimar los esfuerzos diferenciales que puede soportar una litosfera antes de deformarse por flexura (Watts, 2001), y el área comprendida por la YSE es una medida de la resistencia de la litosfera:

$$F = \int_{z=0}^{z=h} (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot dz \qquad [5.8]$$

Puesto que los esfuerzos tienen unidades de Pascales y la profundidad en metros, el área bajo la envolvente reológica (YSE) tendrá unidades de Pa m o N m^{-1}.

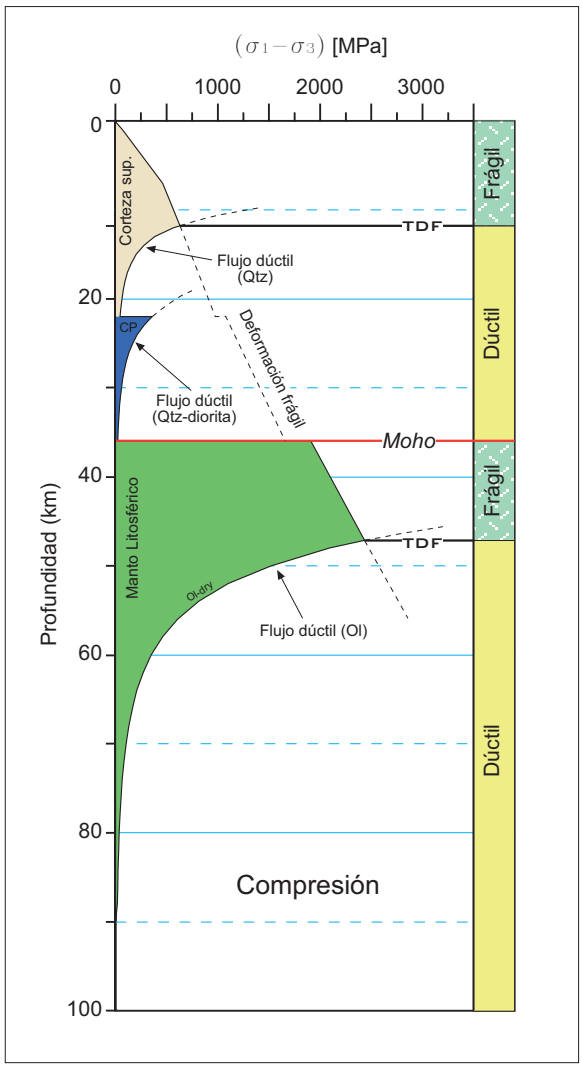


Figura 5.1. Ejemplo de perfil reológico en el Dominio Sudibérico (sector D4). Las leyes de flujo dúctil y de deformación frágil quedan integradas en un único perfil. El paso de dominios frágiles a dúctiles es un punto de inflexión en la envolvente que marca la transición dúctil-frágil (TDF). El flujo dúctil está gobernado por la ley de "*creep*" del cuarzo y cuarzo-diorita en la corteza superior y corteza profunda respectivamente, y en el manto litosférico, por la ley de "*creep*" del olivino "*dry*" (según los valores de la Tabla 5.1). Q_o= 55mw/m^2; profundidad de la Moho: 36 km. CP: Corteza profunda.

En este trabajo la construcción de los perfiles (o la envolvente) reológicos se ha llevado a cabo con una serie de simplificaciones, a fin de minimizar la incidencia de algunas variables aún no bien establecidas en la región. Entre ellas, discutimos a

continuación la aproximación aquí seguida para la valoración del comportamiento frágil, así como la selección y justificación de los parámetros de "*creep*" (tanto los inherentes a la composición como a la velocidad de deformación).

5.2.1. Acerca del Comportamiento Frágil

El comportamiento frágil de la litosfera puede modelizarse a partir de la teoría de fracturación de Anderson (Turcotte y Schubert, 2002), o bien siguiendo la ley de Byerlee (Kohlstedt *et al*. 1995). La ley de Anderson limita la orientación de nuevas superficies de fractura, dado que dos de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos han de estar contenidos en la superficie terrestre y el tercero queda por tanto en la vertical. De la combinación de esta ley con los criterios de fracturación de Coulomb, los tipos de falla quedan restringidos a: (1) fallas normales de alto ángulo (~60º); (2) cabalgamientos de bajo ángulo (<30º); (3) fallas verticales de salto en dirección. Así, no podrían modelizarse otro tipo de fallas, como despegues extensionales o fallas inversas de bajo ángulo y cualquier falla de salto oblicuo. La ley de Byerlee permite describir, por el contrario, las condiciones bajo las que fracturas preexistentes se reactivan, frente a la teoría de Anderson que no tiene en cuenta la anisotropía previa ni el efecto de la presión de fluidos. En este trabajo, por tanto, se ha optado por la ley de Byerlee para modelizar el deslizamiento friccional (ecuación [5.3]), dado que permite un mejor ajuste a las condiciones naturales de fracturación en la litosfera.

5.2.2. Influencia de la Velocidad de Deformación

Con respecto a la velocidad de deformación (ε), es común que se utilicen valores entre 10^{-14} s^{-1} y 10^{-16} s^{-1} (Zeyen y Fernàndez, 1994; Aldersons *et al*., 2003). En nuestro caso, de acuerdo con las velocidades relativas de convergencia entre las placas Euroasiática y Africana (véase apartado 2.1), y en consonancia con el modelo global de velocidades de deformación sugerido por Kreemer *et al*. (2000), hemos utilizado una velocidad de deformación media de 10^{-15} s^{-1}. Este valor está comprendido entre los valores de 2 x 10^{-15} s^{-1} y 0,6 x 10^{-15} s^{-1}, calculados por estos autores. La Figura 5.2 muestra las incidencias en las curvas de "*creep*" de distintas velocidades de deformación, situadas en el entorno de ese valor promedio de referencia. A menor velocidad de deformación la transición dúctil-frágil, tanto en la corteza como en el manto litosférico, se hace más somera y la resistencia de la litosfera disminuye.

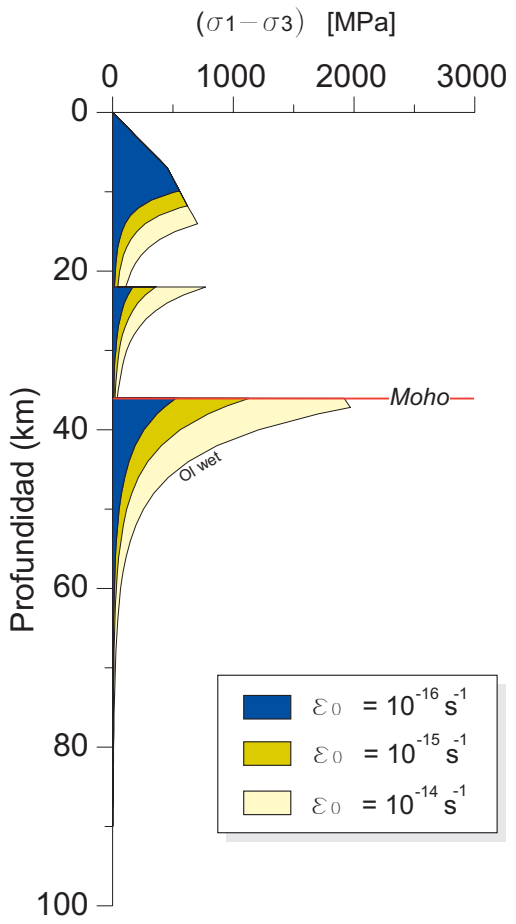


Figura 5.2. Variaciones de las curvas de flujo dúctil en función de la velocidad de deformación en régimen compresivo. Ejemplo para el sector D4 localizado en el Dominio Sudibérico. Las leyes de "*creep*" del cuarzo, cuarzo-diorita y olivino "*wet*" gobiernan los dominios dúctiles de la corteza superior, corteza profunda y manto litosférico, respectivamente. Profundidad de la Moho: 36 km. Q_o= 55mw/m^2

5.2.3. Influencia de la temperatura

Como ya mencionamos en el capítulo anterior y como demuestra la ecuación de "*creep*" [5.6], la temperatura, y por ende el modelo de geoterma continental considerado, es uno de los mayores condicionantes de la deformación dúctil. La influencia en este tipo de deformación del flujo de calor superficial se ilustra en la Figura 5.3. Los esfuerzos que determinan el flujo dúctil siguen una ley exponencial decreciente con la temperatura y por consiguiente del flujo térmico superficial. A medida que aumenta el flujo térmico superficial en una región, la TDF se hace progresivamente más somera, siguiendo esta tendencia exponencial. De este modo, bajo un régimen de esfuerzos compresivo, variaciones de 20 mW/m^2 en áreas con bajo flujo de calor (50 – 70 mW/m^2) implican un cambio en la profundidad de la TDF superior a 4,5 km; mientras que la misma variación en áreas de elevado flujo de calor (90 – 110 mW/m^2) conlleva un cambio ligeramente superior a 1 km (Figura 5.3).

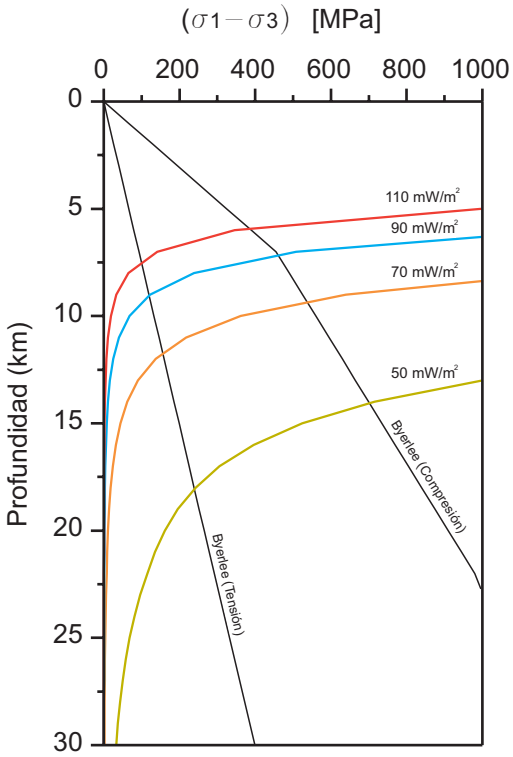


Figura 5.3. Variaciones de la curva de "*creep*" del cuarzo para distintos valores de flujo térmico superficial para una vertical situada en el sector D5 (Dominio Sudibérico, Q_o=55 mW/m^2).

La Figura 5.4 ilustra la dependencia de la reología de la litosfera continental con la temperatura, comprobándose como hacia zonas de menor flujo de calor, el área bajo la YSE disminuye y con ella la resistencia de la litosfera.

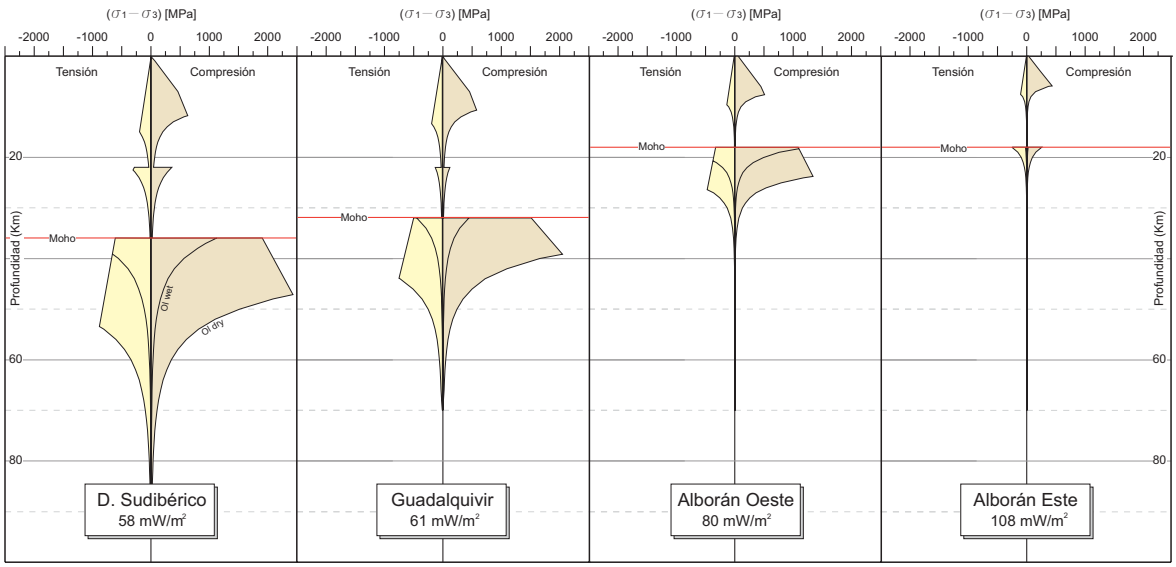


Figura 5.4. Influencia del flujo de calor superficial en la reología de la litosfera. Obsérvese como a medida que aumenta el flujo de calor el área bajo la envolvente reológica (*F* en la ecuación [5.8]) disminuye. Cada perfil corresponde con un sector del modelo. Dominio Sudibérico (sector D4); Depresión del Guadalquivir (sector C2); Alborán Oeste (sector H4) y Alborán Este (sector H8).

5.3. Métodos de Interpolación y Análisis Geoestadístico

Para cada uno de los sectores que conforman la malla superpuesta al área base de este trabajo, se ha calculado su perfil reológico tomando los valores correspondientes al área central del sector. Para cada perfil reológico se ha calculado la profundidad y magnitud de los esfuerzos en todas y cada una de las transiciones dúctil-frágil (TDF) que aparecen en el perfil. Con esta malla de perfiles se ha confeccionado un mapa de contornos para la profundidad y los esfuerzos en la transición o transiciones dúctil-frágil en la corteza.

El punto de partida para elaborar estos mapas de contornos para la TDF, es una distribución espacial regular de valores. Ante una distribución de estas características procede examinar la relación, en términos de una función, entre cada valor y su localización en el espacio. Ya que la localización en el espacio es la clave de este análisis, podemos hablar de un análisis espacial univariante. Consideraremos una sola variable dentro de un espacio y se establecerá una correlación espacial. Una vez establecida esta correlación, se aplicarán los métodos cuantitativos de predicción espacial pertinentes para refinar la visualización espacial de los datos.

Cuando no existe un patrón de comportamiento periódico en la distribución de los datos, pero el valor en cada punto está relacionado con el que tienen los puntos vecinos, se puede establecer una correlación espacial o autocorrelación espacial. Un análisis de autocorrelación permite desarrollar un modelo predictivo, que permite en base a la autocorrelación, estimar el valor en una posición cualesquiera del espacio.

Una de las herramientas analíticas que permiten estimar el grado de autocorrelación espacial es el variograma. El variograma es la expresión matemática de la variabilidad espacial de los datos (Carr, 2002). Uno de los mejores modos de estimar la similitud, o autocorrelación, entre dos números es calcular su diferencia. Este es el principio fundamental que subyace al tipo de análisis que ofrece un variograma. La diferencia es la medida más esencial de similitud, y elevándolo al cuadrado se consigue un valor positivo o cero:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N}\sum_{i=1}^{N}\left[Z(x_i) - Z(x_i + h)\right]^2 \qquad [5.9]$$

El variograma (γ) se calcula a partir de la distancia (h) que separa dos puntos de medida observados, $Z(x_i)$ y $Z(x_i + h)$, según el cuadrado de la diferencia de sus valores. Se ha de realizar la sumatoria de todos los posibles pares de datos (N) separados por una distancia h, y calcular el cuadrado de la diferencia para cada par. Esta suma se divide

finalmente entre 2N, para normalizar el valor del variograma según la distancia entre datos (*h*).

El objetivo del variograma es establecer la variación global de los valores según aumenta la distancia entre los datos. Se puede inferir una autocorrelación espacial cuando el valor del variograma incrementa según una tendencia lineal. Un crecimiento parabólico y cóncavo es el reflejo de que puede existir una determinada tendencia en los datos. Generalmente un variograma sigue una trayectoria creciente hasta un valor límite de *h*, denominado rango, a partir del cual la tendencia se estabiliza o decrece. Mas allá del valor que define el rango no existe correlación espacial alguna. El rango define la escala espacial bajo la cual se pueden correlacionar los datos.

Una vez que se ha establecido la autocorrelación para la variable con una distribución espacial (profundidad y esfuerzos, en nuestro caso), esta información se puede emplear para predecir, o estimar, su valor en cualquier posición no muestreada. Un estimador gaussiano comúnmente empleado para modelizar la distribución espacial de datos es el "*kriging*". El "*kriging*" es un algoritmo de interpolación de la media ponderada, según la forma:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i Z(x_i) \qquad [5.10]$$

El valor estimado $Z^*(x_0)$ es igual a la suma, para las N posiciones más cercanas, del producto del valor observado en cada una de dichas posiciones por el peso asignado a cada posición. El peso asignado a cada posición es una función de autocorrelación entre las posiciones cercanas y la posición estimada (Carr, 2002).

Los variogramas que resultan del análisis de correlación espacial para la distribución de los resultados del modelo reológico de este trabajo (Figura 5.5) muestran una trayectoria parabólica y cóncava ascendente que pone de manifiesto la existencia de una correlación en nuestra distribución de datos. El mejor ajuste a este tipo de tendencia es el gaussiano (Figura 6.1A), por lo que este ha sido el tipo de ajuste empleado aquí. Cuando se han obtenido pocos valores, como es el caso de la TDF en la corteza profunda, este tipo de ajuste no ha sido posible aplicarlo, dado que su distribución espacial no es suficientemente amplia y consecuentemente su variograma no refleja ningún tipo de tendencia (Figura 5.5B), por lo que no es posible establecer autocorrelación alguna.

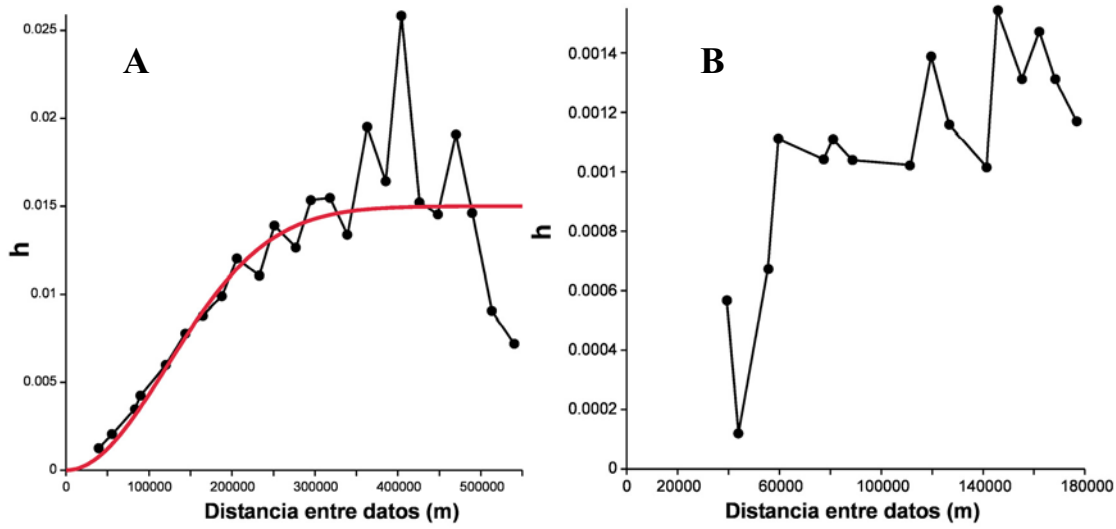
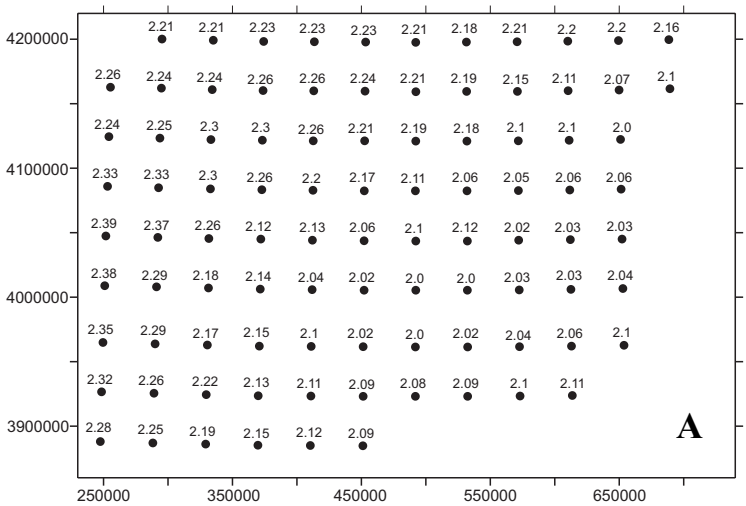


Figura 5.5. Ejemplo de variogramas. **A.** Variograma para los valores de esfuerzos en la transición dúctil-frágil para la corteza superior en tensión. El mejor ajuste es el gaussiano (línea gris). **B.** Variograma para los valores de esfuerzos en la corteza profunda en tensión. Como puede verse, no es posible ningún ajuste.

En resumen, el "*kriging*" (Figura 5.6) resulta ser el mejor método para analizar la tendencia de nuestros datos, según pone de manifiesto su variograma (Figura 5.5A). Este ha sido el método de interpolación empleado en la construcción de los mapas de contorno que se muestran en este trabajo, donde la función de autocorrelación es la función gaussiana previamente ajustada al variograma (Figura 5.5A).



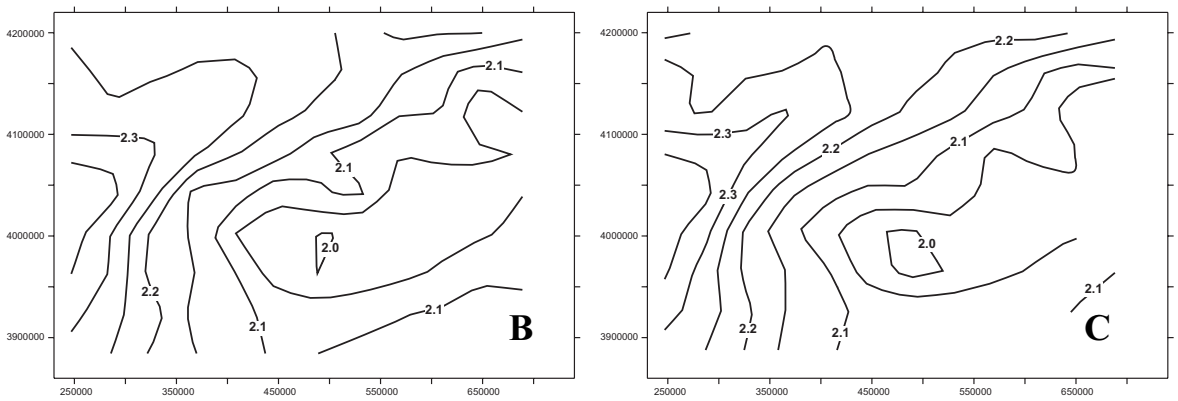
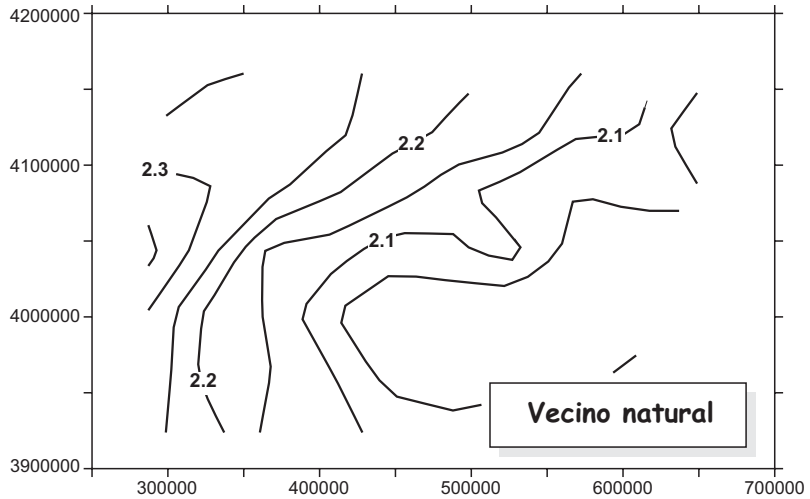


Figura 5.6. A. Distribución espacial de los valores de esfuerzos [Log_{10} (σ_1-σ_3)] para la corteza superior en tensión. **B.** Mapa de contornos con el método de "*kriging*" sin considerar el factor de autocorrelación dado por el variograma. **C.** Mapa de contornos con "*kriging*" aplicando el factor de autocorrelación. Obsérvese como las tendencias se suavizan y se precisan algunos detalles en los contornos.

Otros métodos de interpolación, por el contrario, como la triangulación con interpolación lineal o el método del vecino natural (Figura 5.7), demuestran producir un peor ajuste que el "*kriging*" dado que generan tendencias mucho más quebradas de las líneas de contorno. El "*kriging*", en definitiva, permite en nuestro caso rentabilizar al máximo los resultados del modelo reológico, consiguiéndose tendencias regionales mejor ajustadas a la distribución de valores.



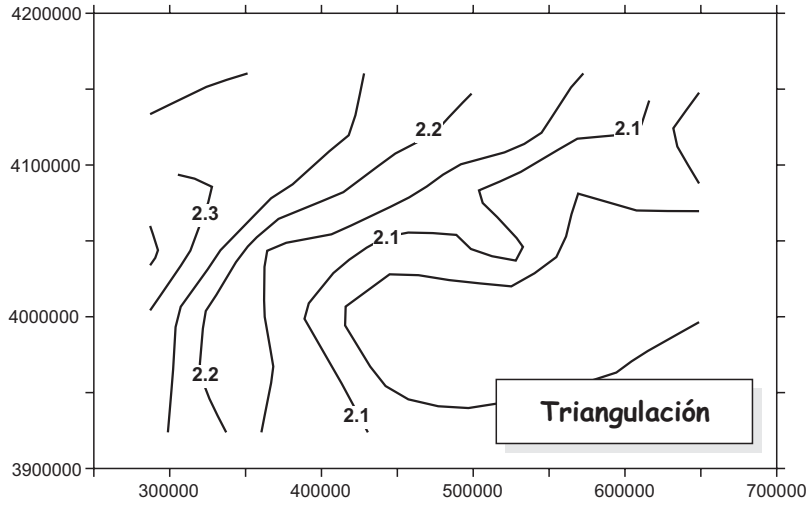


Figura 5.7. Ejemplo de otros métodos de interpolación para la distribución de valores mostrada en la Figura 5.6A: vecino natural y triangulación con interpolación lineal. Frente a la interpolación con "*kriging*" los resultados de estos otros métodos rentabilizan menos la malla de valores.

5.4. Esfuerzos y Profundidad de la Transición Dúctil-Frágil

Los métodos de interpolación han permitido obtener un patrón general para la topología de las distintas TDF que se desarrollan en la corteza bajo estados de esfuerzos tanto compresivos como tensionales. A continuación se describirán de manera detallada los mapas de contorno obtenidos, mediante una interpolación con "*kriging*", tanto para la profundidad como para los esfuerzos en cada una de las TDF (Figuras 5.8, 5.9 y 5.10).

5.4.1. Profundidad de la Transición Dúctil-Frágil en la Corteza Superior

El patrón que define la TDF bajo ambos regímenes de esfuerzos en la corteza superior, está fuertemente condicionado por el patrón de flujo térmico (véase Capitulo 3, Figura 3.7), lo que pone de manifiesto una vez más, la repercusión que tiene la temperatura en este tipo de modelos. No existe apenas variación entre la topología de la profundidad a la que se produce la TDF resultante de un modelo en compresión o en tensión; si bien, la TDF alcanza una posición más somera en la corteza superior cuando el modelo es en compresión (diferencia máxima ~2 km). La diferencia máxima de profundidad entre los modelos en compresión y en tensión se localiza en el entorno del Arco de Gibraltar donde la TDF varía hasta 4 km de un modelo a otro (Figura 5.8).

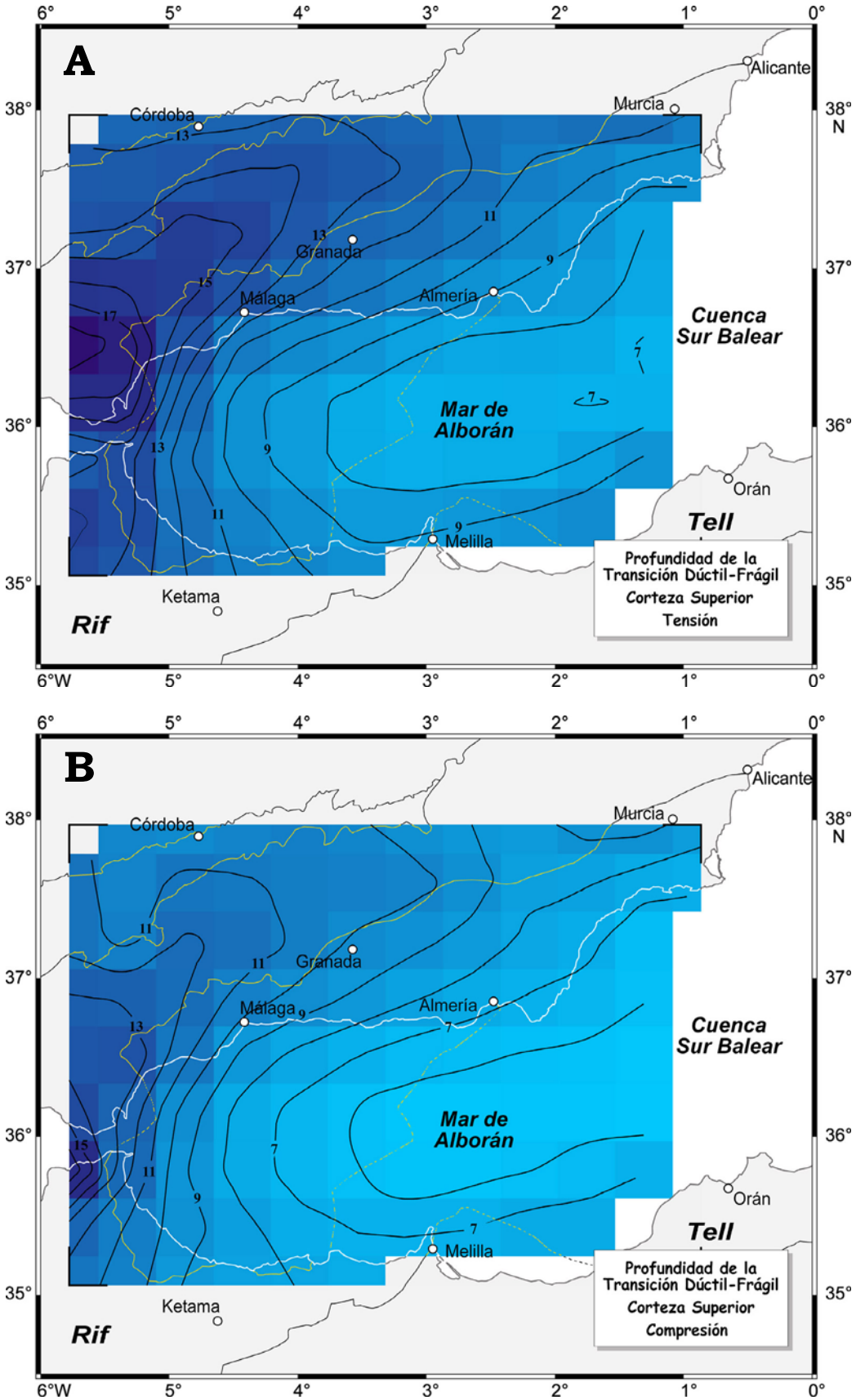


Figura 5.8. Mapa de contornos de profundidad (en km) de la transición dúctil-frágil para la corteza superior en un régimen de esfuerzos tensional (**A**) y en un régimen compresivo (**B**).

En la Cuenca Oeste de Alborán el modelo tensional sitúa la TDF a 9 km, aumentando progresivamente hacia el oeste dentro del mismo dominio, hasta 14 km. El modelo en compresión muestra una variación, en la misma cuenca, desde 7 km en el extremo este hasta 12 km en el oeste (estando situada la TDF 2,0 y 2,4 km más somera que en el modelo tensional). Hacia el este en el Mar de Alborán, esta diferencia se reduce progresivamente hasta alcanzar la mayor coincidencia entre los resultados de un modelo y otro con una diferencia máxima de 1,4 km (en el entorno del meridiano 1º W). Así, en la Cuenca Este de Alborán la TDF se ubica a 7-8 km, para un régimen tensional, y 5-6 km para en régimen compresivo.

Hacia el margen septentrional, en el Dominio de Alborán emergido en Béticas, la diferencia en la TDF oscila entre 2,4-2,6 km de profundidad. En tensión, la transición varía dentro de este dominio desde 9 hasta 11 km, aumentando en dirección SE-NW; mientras que en compresión la profundidad de la TDF crece según la misma dirección, desde 7 a 9 km. Hacia el dominio Sudibérico la TDF se hace más profunda, 11-14 km en tensión y 9-11 km en compresión; con una diferencia media de profundidad próxima a 3,0 km; aunque localmente existen variaciones que alcanzan los 3,4 km. Bajo el antepaís la transición se hace más somera, 13 km para el modelo tensional y 11-12 km para el compresivo.

En términos generales la TDF alcanza su posición más somera en la Cuenca Este de Alborán y su transición hacia la Cuenca Sur Balear (6-7,5). Hacia Béticas se hace más profunda (desde 8-10 km hasta 13-11 km) siguiendo un gradiente oblicuo (SE-NW) a la línea de costas. El gradiente máximo se localiza en dirección E-W en el Arco de Gibraltar y hacia la Cuenca Oeste de Alborán (máximo 14-16 km). Es digno de destacar que la transición muestre un pequeño bulbo bajo el Dominio Sudibérico (12-15 km), ascendiendo suavemente hacia el NE, en el antepaís (11-13 km).

5.4.2. Esfuerzos en la Transición Dúctil-Frágil en la Corteza Superior

Al igual que se ha hecho con la profundidad, se han calculado los esfuerzos en la TDF tanto para tensión (Figura 5.9A) como para compresión (Figura 5.9B). El valor de los esfuerzos en los mapas de contorno viene expresado como el logaritmo decimal del esfuerzo (en MPa). Para ambos regímenes de esfuerzo existe un mínimo, de 100 MPa (Log_{10}=2,0) en el modelo tensional y 416 MPa (2,62) en el modelo compresivo, que se localiza en la Cuenca Este de Alborán; y un máximo, 223 MPa (2,35) y 660 MPa (2,82) en modelo tensional y compresivo respectivamente, que se localiza en el extremo occidental

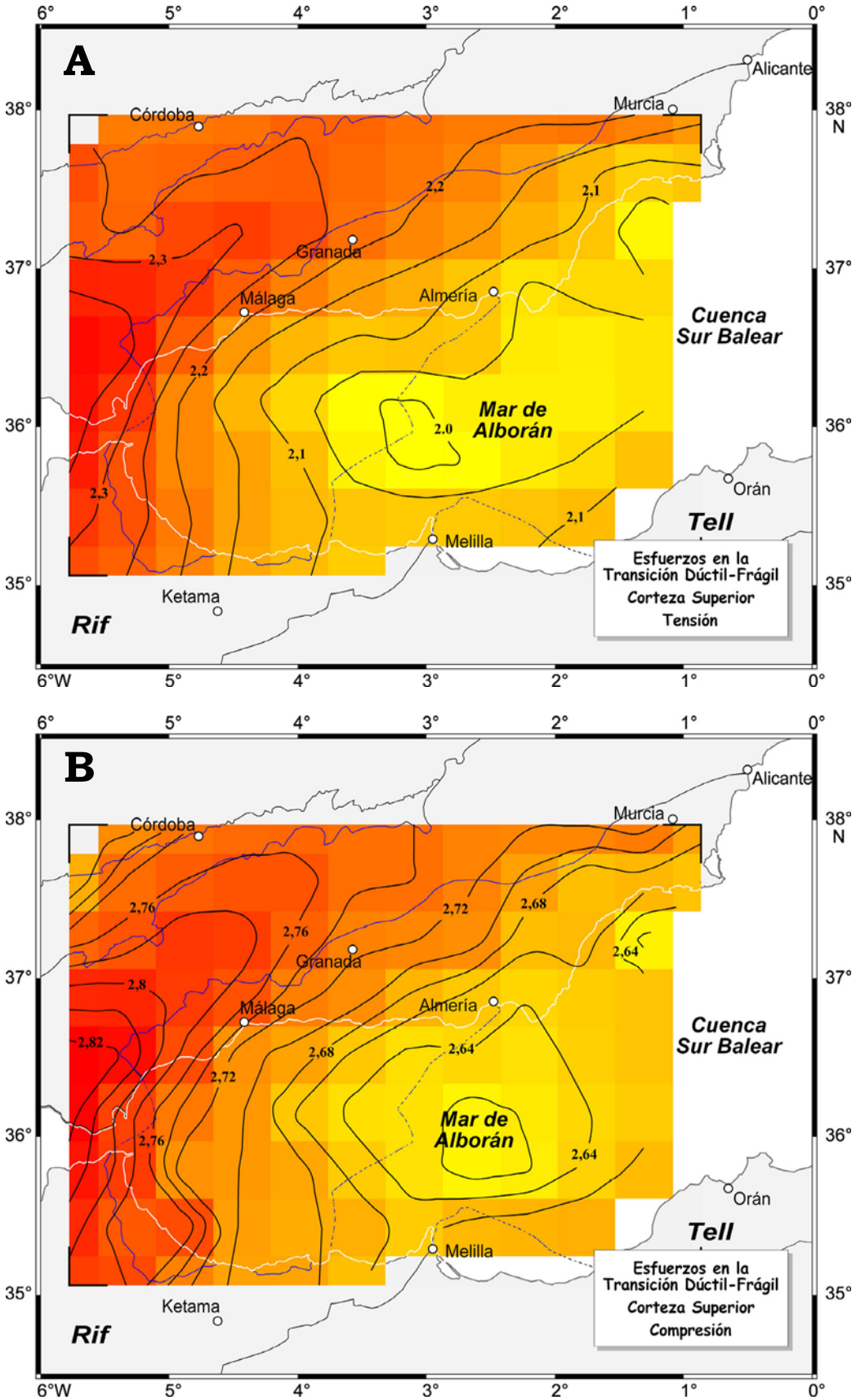


Figura 5.9. Mapa de contornos de los esfuerzos en la transición dúctil-frágil (Log_{10} (σ_1-σ_3) [MPa]) para la corteza superior bajo un estado de esfuerzos tensional (**A**) y bajo un estado de esfuerzos compresivo (**B**).

del Arco de Gibraltar (Figura 5.9). Los resultados del modelo compresivo frente al tensional presentan una diferencia máxima de 468 MPa en el entorno del Arco de Gibraltar, mientras que la variación resulta mínima, 167 MPa, en la Cuenca Este de Alborán.

En el margen septentrional del Mar de Alborán, ya en el Dominio de Alborán de Béticas, los esfuerzos se distribuyen según un gradiente creciente hacia el NW, con esfuerzos en tensión que varían entre 125-160 MPa (2,1-2,2) frente a los valores de 445-525 MPa (2,65-2,72) en compresión. Hacia la Depresión del Guadalquivir, a través del Dominio Sudibérico, los esfuerzos aumentan hasta 200 MPa (2,3) para tensión y 600 MPa (2,78) en compresión. En el tránsito hacia el dominio del antepaís, los esfuerzos disminuyen suavemente hasta 175 MPa (2,25), en tensión, y 500 MPa (2,70) en compresión.

La distribución de esfuerzos en la TDF pone de manifiesto la existencia de un núcleo resistivo en el extremo más occidental de la Cuenca de Alborán, que se extiende por el Arco de Gibraltar y el Dominio Sudibérico más accidental. Bajo Béticas los mapas de contorno de los esfuerzos muestran una topología en rampa, ascendente hacia el NW, con una orientación SW-NE, mimetizando el patrón deducido para la profundidad de la TDF. En el Mar de Alborán, los gradientes en los esfuerzos para ambos regímenes son siempre más moderados en el este, aumentando hacia el oeste, en el Arco de Gibraltar.

5.4.3. La Transición Dúctil-Frágil en la Corteza Profunda

En aquellas celdas del modelo litosférico en las que existe un elemento cortical con características de corteza profunda (ρ=2,9-2,95), los modelos reológicos predicen la presencia de otro dominio cortical frágil, y por tanto una segunda TDF. Esta segunda transición se desarrolla exclusivamente en el extremo más occidental (Figura 5.10), dibujando el Arco de Gibraltar y prolongándose 190 km hacia el NE, bajo el Dominio Sudibérico. Este dominio frágil en la corteza más profunda se dispone a modo de lente entre dos dominios dúctiles mayores, con un espesor máximo <5 km. La base de esta capa más resistente alcanza una profundidad máxima de 27 km en el entorno del Estrecho de Gibraltar, haciéndose más somera hacia el NE y S, hasta desaparecer a los 22-23 km de profundidad. Este dominio representaría por tanto un núcleo resistivo, con una resistencia máxima de 400 MPa (2,6), restringido al entorno del Arco y bajo un estado de esfuerzos de carácter tensional.

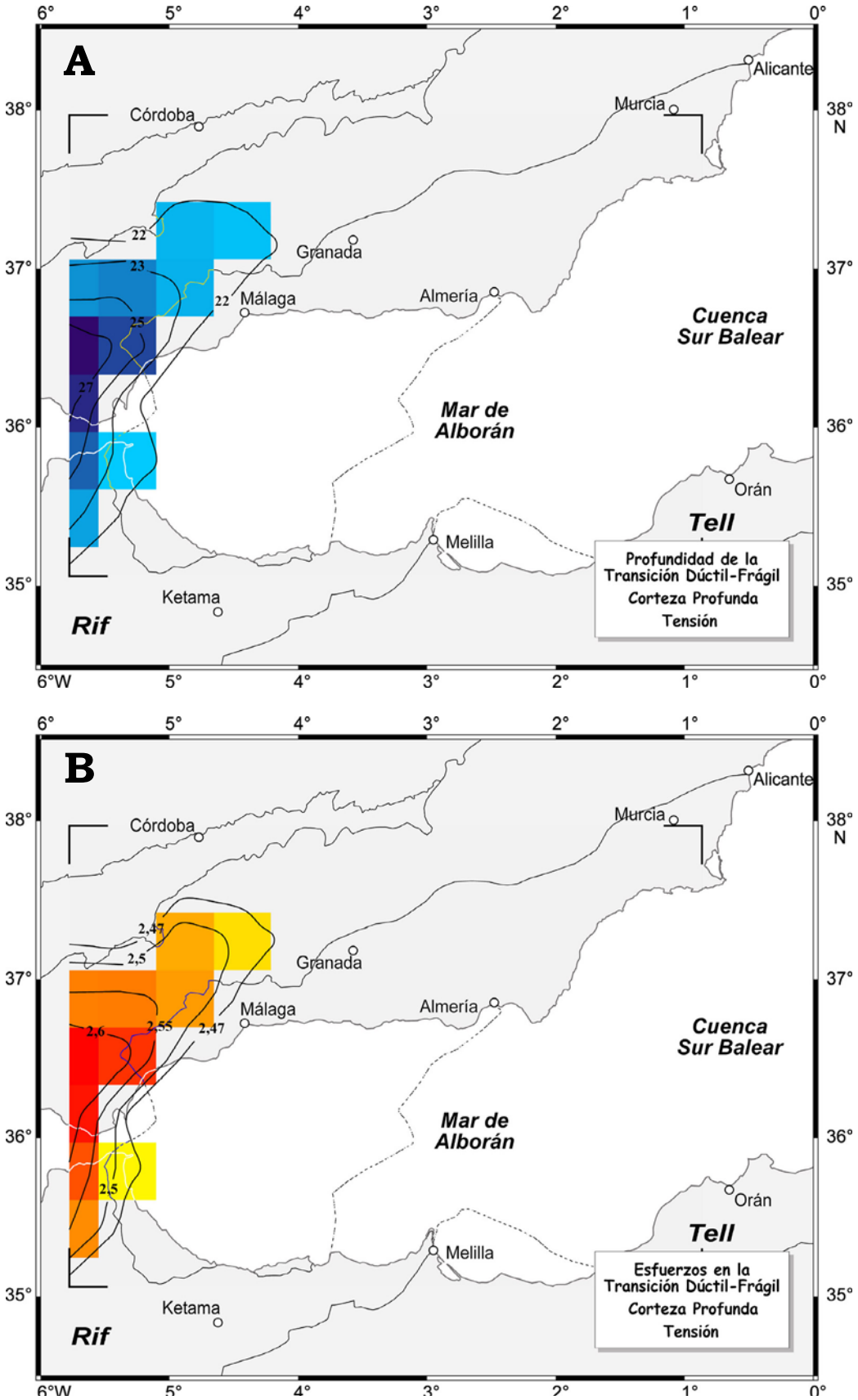


Figura 5.10. Mapa de contornos de profundidad (en km) (**A**) y esfuerzos (Log_{10} (σ_1-σ_3) [MPa]) (**B**) para la transición dúctil-frágil en la corteza profunda bajo un régimen de esfuerzos tensional.

6. REOLOGÍA Y SISMICIDAD CORTICAL

El límite de placas convergente Eurasia-África en su segmento más occidental del Mediterráneo está caracterizado por una actividad sísmica con una amplia distribución espacial en el entorno del Mar de Alborán y la Cordillera Bético-Rifeña, así como por la existencia de terremotos de profundidad intermedia (30<h<150 km). Estos eventos de profundidad intermedia han sido objeto de diversos estudios sismológicos (Hatzfeld, 1978; López-Casado *et al*., 1995; Serrano *et al*., 1998; Buforn y Coca, 2002; Rodríguez-Pascua *et al*., 2003, entre otros) y en ocasiones se han relacionado con la existencia de una subducción continental activa de la placa Ibérica bajo la Cordillera Bética y el Mar de Alborán (Morales *et al*., 1999) con la presencia de un elemento desgajado de manto litosférico (Seber *et al*., 1996). Además se han registrado algunos eventos profundos, entre 620 y 670 km. No obstante, la mayor parte de la sismicidad en la región es muy somera, desarrollada fundamentalmente en la porción superior de la corteza, y de intensidad moderada (M_w<5.5). Este tipo de eventos han sido objeto de diversos estudios que intentan caracterizar, bien el estado de esfuerzos imperante en la región (e.g. Galindo-Zaldívar *et al*., 1999; Muñoz *et al*. 2002), bien la estructura cortical de Béticas-Alborán, relacionando los terremotos con algunas de las fallas activas que se observan en la región (e.g. Sanz de Galdeano *et al*., 1995; López-Casado *et al*., 2001; Azañón *et al*., 2004)

6.1. Base de Datos y Filtros

Los datos de sismicidad utilizados en este trabajo proceden de la base de datos del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), en la Universidad de Granada. Éstos son los datos adquiridos por la red sísmica de Andalucía a través de redes de corto periodo y de banda ancha. La red de microsismicidad (o corto periodo) tiene 9 estaciones, desplegadas en torno a la Depresión de Granada y equipadas con sensores (Mark o Ranger) verticales de 1 segundo de periodo natural. La transmisión del movimiento del suelo de las estaciones remotas se realiza en tiempo real vía radio al Instituto Andaluz de Geofísica en su sede del Observatorio de Cartuja (Universidad de Granada). En este centro un sistema de adquisición bajo PC digitaliza las trazas a razón de 100 muestras por segundo con un rango dinámico de 14 bits. Un algoritmo incorporado al sistema de adquisición detecta y graba digitalmente la señal sísmica; aunque esta señal que se recibe vía radio en el Observatorio de Cartuja, tienen también un registro analógico sobre papel térmico continuo como sistema de monitoreo de la sismicidad del territorio andaluz. Desde el año 2000 el Instituto Andaluz de Geofísica ha comenzado la remodelación de su red sísmica con la incorporación de equipos de banda ancha. Esta red constará de un total de 13 -14 estaciones. Los sensores triaxiales Streckeissen modelo STS-2 utilizados en las estaciones

de la Red de Banda Ancha responden al movimiento (velocidad) del suelo, sin distorsión con periodos de 120 segundos y frecuencias de 50 Hz, con un margen dinámico de 140 dB. En la actualidad ya están instaladas y plenamente operativas un total de 11 estaciones de banda ancha.

Del catalogo total de eventos disponible en el IAG se ha seleccionado una ventana temporal que comprende el periodo Enero de 1992 a Agosto de 2003. La elección de este intervalo temporal permite la utilización de la mayor parte del catálogo digital del IAG. A esta primera relación de eventos se le han aplicado los filtros detallados en la Tabla 6.1

Tabla 6.1. Parámetros de filtro aplicados a la base de datos del Instituto Andaluz de Geofísica para el periodo 1992 – 2003.

	min	max
Latitud	*34,159º N*	*38,516º N*
Longitud	*6,000º W*	*0,193º W*
Profundidad	*0,2 km*	
Magnitud	*2,5*	*9*
No. Estaciones	*3*	
RMS	*0*	*1*

El objetivo de estos filtros es eliminar del catálogo sísmico regional aquellos eventos que tienen asociada una alta probabilidad de error, ya que sus características hipocentrales no quedan bien definidas. Con este fin, solo se han seleccionado terremotos con magnitud superior a 2,5, excluyéndose todos los eventos cuya señal tiene mayor error e incertidumbre en la llegada de la onda P. Se han desestimado también aquellos eventos cuyo foco tiene una profundidad inferior a 200 m, ya que se ha demostrado que son debidos fundamentalmente a explosiones.

6.2. Sismicidad Cortical y Series Sísmicas

La región de Béticas-Rif-Alborán es un área de deformación difusa y así lo pone de manifiesto la amplia distribución de la sismicidad asociada a este límite de placas. Especialmente relevantes para el estudio resultan ser aquellas áreas en las que existe una concentración preferente de terremotos, a modo de enjambres, y que en algunos casos corresponden con series sísmicas bien conocidas. Algunas previas al catálogo sísmico que se maneja en este trabajo como las series de Granada (1979), Loja (1985), Agrón (1989) (Saccorotti *et al*., 2002) y Antequera (1989) (Posadas, 1993); otras desarrolladas en el

intervalo temporal analizado, 1992-2003, como las series de Adra-Berja (1993-1994) (Benjumea y Posadas, 1996), Alhucemas (1994) o la serie de Iznájar (1998) y finalmente, algunas tan recientes como la serie de Alhucemas (2004).

Son tres las regiones (Figura 6.1D) que destacan por presentar una mayor concentración de eventos y en las que suelen localizarse la mayoría de las series sísmicas anteriormente referidas: (A) Depresión de Granada, (B) Campo de Dalías y margen septentrional de la Cuenca Este de Alborán y (C) Alhucemas, en el extremo SW de la Cuenca Sur de Alborán.

6.3. Profundidad y Magnitud de la Sismicidad

El catalogo completo del IAG para el área que cubre este estudio consta de más de 12.000 eventos. Tras aplicar los filtros antes descritos (Tabla 6.1), el número de eventos que cumplen estas condiciones se reduce a 2.524 (21% de la sismicidad inicial), de los cuales el 86,5% (2.183) son terremotos corticales y el 13,5% restante (341) se localizan en el manto. La distribución regional de los epicentros según profundidad se muestra en la Figura 6.1.

Un análisis estadístico inicial de esta población de eventos sísmicos permite caracterizar la distribución global de los terremotos corticales en el ámbito de Béticas-Rif y el Mar de Alborán. Los terremotos presentan una distribución unimodal en la que destacan dos horizontes discretos (5-6 km y 9-11 km) con máximos que concentran el 35% de la población. El ajuste gaussiano a esta distribución muestra un valor de la media próximo a los 8 km (8,17 km) (Figura 6.1B), concentrándose más del 50% de la sismicidad en el intervalo 5-11 km. Además este intervalo contiene a los dos máximos relativos de la distribución. Utilizando este intervalo, centrado en la media aritmética, como referente se ha establecido una división de la sismicidad por profundidades, según los intervalos: 0-5 km; 5-11 km y más profundos que 11 km (Figura 6.1D).

El dominio de Béticas-Rif-Alborán está dominado por una sismicidad especialmente somera, donde un 75% de los eventos sísmicos se ubican a menos de 11 km (Figura 6.1C). Terremotos más profundos que 11 km, aunque se encuentran en toda la región, parecen concentrarse en el Dominio de Alborán en Béticas y más concretamente en el entorno de la Depresión de Granada (Figura 6.1D).

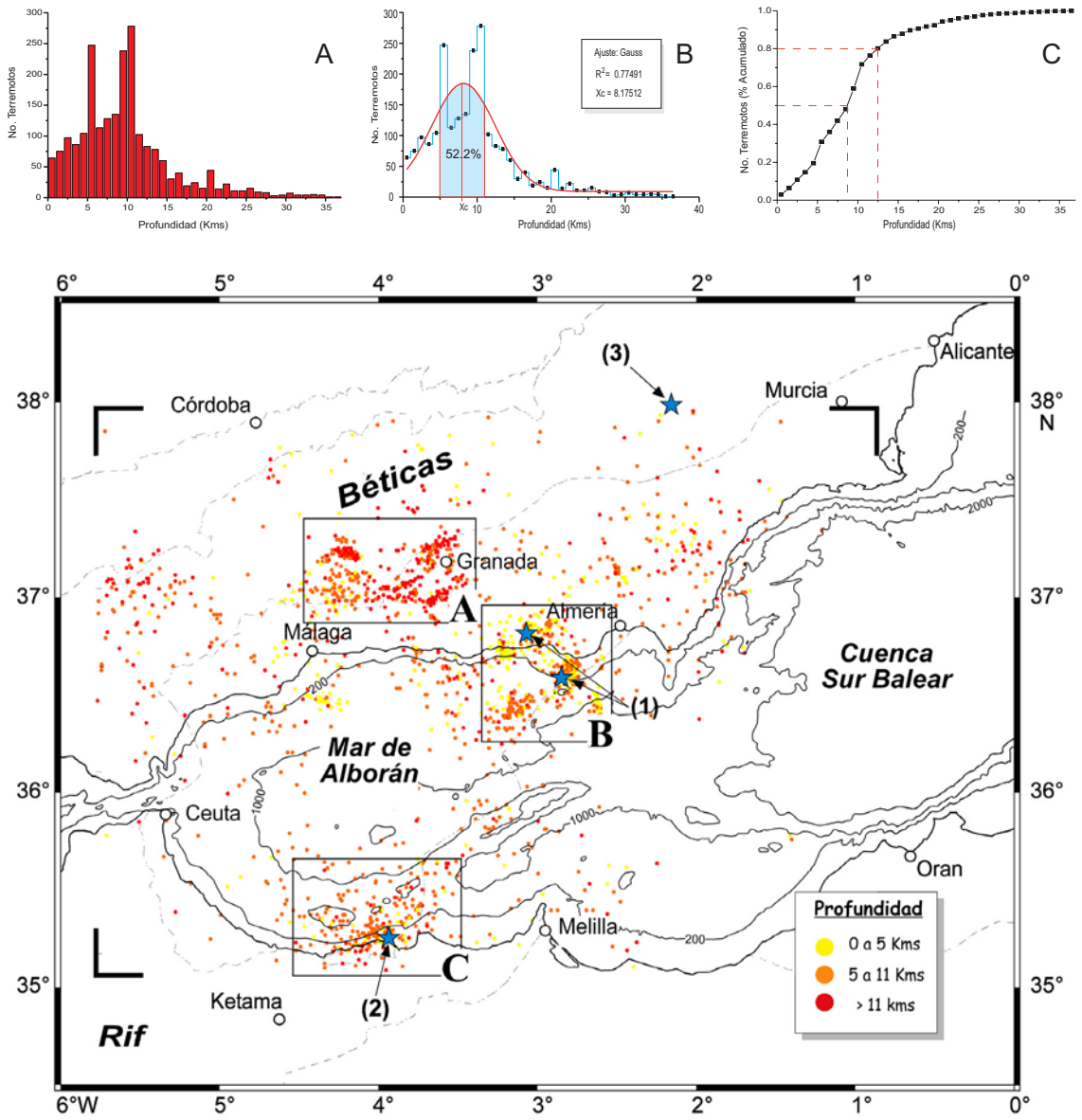


Figura 6.1. Histograma de frecuencia absoluta **(A)**, parámetros del ajuste gaussiano a la distribución general de eventos **(B)** e histograma de frecuencia acumulada **(C)** de eventos con magnitud superior a 2,5 en el intervalo 1992-2003. **(D)** Mapa general de distribución de la sismicidad por profundidades para eventos de magnitud superior a 2,5. Los eventos de mayor magnitud registrados están localizados con una estrella: (1) Adra, (2) Alhucemas y (3) Bullas.

En términos generales, la región presenta una actividad sísmica cortical moderada y permanente, con terremotos que habitualmente no superan la magnitud 5. En la ventana temporal que aborda este trabajo (1992-2003), los eventos de mayor magnitud registrados son: (1) Diciembre de 1993 y Enero de 1994, al sur de Adra (Almería), M_w= 4,9 y 5,0, respectivamente; (2) Mayo de 1994, Alhucemas (Norte de Marruecos), M= 5,4 y (3) Febrero de 1999, Bullas (Murcia), M_w= 4,8. Como se aprecia en la Figura 6.2, más del

60% de la sismicidad en la región es de magnitud inferior a 3,0; mientras que los eventos de magnitud superior a 3,5 suponen tan solo el 10% de la actividad sísmica considerada. La disminución del número de eventos sísmicos con la magnitud sigue una ley exponencial decreciente (Figura 6.2A).

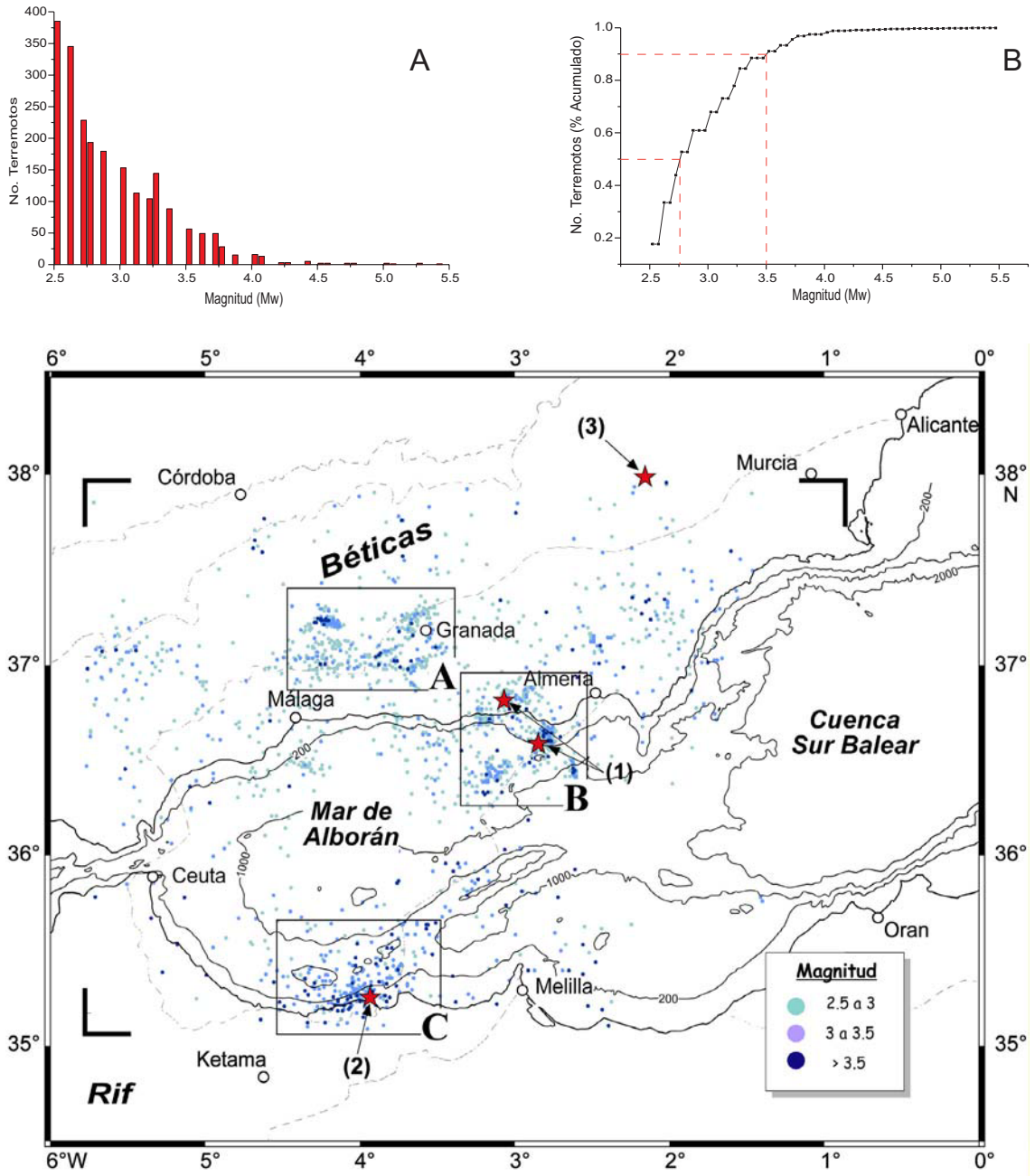


Figura 6.2. Histograma de frecuencia absoluta **(A)** y acumulada **(B)** de terremotos con magnitud superior a 2,5 en el intervalo 1992-2003. **(C)** Mapa general de distribución de la sismicidad según su magnitud. Los eventos de mayor magnitud registrados están localizados con una estrella: (1) Adra, (2) Alhucemas y (3) Bullas.

La distribución en planta de la sismicidad según su magnitud (Figura 6.2C) muestra como los eventos sísmicos de magnitud superior a 3,5 tienden a concentrarse en las regiones con una mayor actividad sísmica, como las citadas anteriormente por la presencia de series sísmicas. En este sentido, destaca la región de Alhucemas, como aquella que parece concentrar un máximo número de eventos de magnitud superior a 3,5.

6.4. Modelo de Tierra

Para la localización de eventos sísmicos por parte del IAG, se utiliza rutinariamente un modelo de tierra general que consta de tres capas planas y un semiespacio (Figura 6.3). Este modelo de tierra asume que en toda la región la litosfera está compuesta de una primera capa de 10 km de espesor en la que las ondas *P* se propagan a razón de 5,6 km s^{-1}. Para la segunda capa, que se extiende hasta una profundidad de 40 km, se asume una V_p de 6,6 km s^{-1}. Entre 40 km y 60 km, se asigna una V_p de 7,8 km s^{-1} a la tercera de las capas del modelo. A partir de 80 km se asume una capa infinita con V_p de 8,1 km s^{-1} (Figura 6.3).

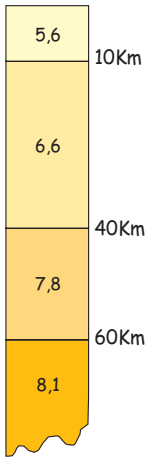


Figura 6.3. Esquema del modelo de tierra utilizado por el IAG para la localización rutinaria de terremotos en la región de estudio.

En apartados anteriores se ha descrito detalladamente la estructura litosférica del Mar de Alborán y áreas adyacentes, de manera que es fácil comprender que el modelo de tierra empleado rutinariamente para la localización de terremotos no recoge las características litosféricas de la región, en la que se demuestra haber una enorme variación en espesores y propiedades sísmicas. Este modelo de capas planas por ejemplo, no recoge el intenso adelgazamiento litosférico que acontece hacia la Cuenca Sur Balear y desde Béticas hacia Alborán o las variaciones notables de espesor cortical. En consecuencia, la localización que rutinariamente calcula el IAG puede arrastrar un alto grado de incertidumbre, de tal modo que cualquier evento sísmico, ubicado fuera de la red de corto periodo, se estima que tendría una localización cuya variación, en las tres componentes del espacio, con respecto al hipocentro real, sería superior a 2 km (error que puede ser aun mayor en la estimación de la profundidad).

El análisis general de la sismicidad realizado anteriormente muestra la existencia de varios máximos en la distribución en profundidad de focos sísmicos (Figura 6.1A). En torno a10 km aparece uno de estos máximos, coincidiendo con la primera de las

discontinuidades del modelo de tierra. Este pico en el histograma de frecuencias se mantiene en el catálogo de eventos aún cuando los valores para el RMS y el número de estaciones se hacen mucho más restrictivos (N>6; RMS<0,4). Esto nos conduce a sugerir que es consecuencia de un error en el algoritmo de cálculo aplicado en la localización automática. Por el momento solo técnicas de localización relativa de terremotos disminuirán el error en la localización y consecuentemente constituyen la única herramienta útil para trabajos de detalle (Stich *et al*., 2001; Saccoroti *et al*., 2002).

Dichas técnicas han puesto de manifiesto un segundo problema derivado del modelo de tierra. Trabajos recientes como el de Stich *et al*. (2001) han puesto de manifiesto que las alineaciones de terremotos, así como las orientaciones preferentes de enjambres de terremotos, que en muchos casos se han utilizado para definir la orientación de las estructuras sísmicamente activas suelen ser un artefacto del propio modelo de tierra. Las orientaciones de las estructuras inferidas por tanto, de los agrupamientos ("*cluster*") de terremotos definidos con técnicas de localización relativa, pueden diferir notablemente de la orientación en planta que poseen los propios enjambres.

Por último, el modelo de tierra empleado rutinariamente por el IAG en la localización, al estar constituido por capas planas homogéneas, asume que no existen cambios laterales de densidad entre los distintos dominios geológicos de Béticas-Rif-Alborán. Sin embargo, estos cambios laterales de densidad son un hecho (lo que se traduce en variaciones en la velocidad de propagación de las ondas), por lo que el modelo de tierra está introduciendo artificialmente un desajuste entre el tiempo observado y el valor predicho por el modelo. Un caso que ejemplifica bien esta situación es el de la sismicidad en el entorno de Alhucemas que se encuentra muy probablemente desplazada hacia el Norte con respecto a los epicentros reales, dado que en el trayecto desde la zona epicentral hasta las estaciones del IAG (en el Sur peninsular) las ondas se propagan a través de la Cuenca del Mar de Alborán, atravesando una columna de corteza superior altamente heterogénea (con agua, sedimentos, rocas volcánicas y un basamento metamórfico). Cuando la velocidad de propagación es mayor que la estimada por el modelo (e.g. basamento metamórfico del Mar de Alborán con V_p superior a la del modelo, 5,6) los epicentros aparecerán desplazados hacia una posición más próxima a la red.

Un análisis preliminar de esta base de datos, como el realizado en este trabajo, solo tiene valor desde el punto de vista para una caracterización regional de la simicidad en el entorno de la red sísmica del IAG. Cualquier otro tipo de interpretación que relacione terremotos con estructuras y geometrías concretas necesita de un análisis detallado de las

series sísmicas con técnicas de localización relativa que proporcionen un mayor grado de resolución espacial.

6.5. Reología y Focos Sísmicos

Se ha demostrado en otras regiones de corteza continental sísmicamente activas que gran parte de los terremotos corticales de suficiente magnitud (M_w>6,0) se agrupan en torno a la posición de la TDF (e.g. Sibson, 1982; Meissner y Strehlau, 1982; Chen y Molnar, 1983). Las características reológicas de la corteza parecen constituir pues uno de los principales factores de control para la distribución en profundidad de los focos sísmicos mayores. Esta misma correspondencia se ha observado con la sismicidad de fondo, o microterremotos, como es el caso de la mayor parte de la sismicidad registrada en el entorno del Mar de Alborán. Con esta premisa, en la región de trabajo se ha abordado un estudio comparativo entre la profundidad y las características de la zona de transición entre comportamiento friccional y flujo quasi-plástico (inferida de los modelos reológicos) con la distribución de focos sísmicos.

A pesar de los errores que pueden existir en la localización de los terremotos debido a las limitaciones inherentes al modelo de tierra y las variaciones del propio modelo reológico; se pueden extraer algunas pautas generales de la distribución de focos sísmicos y de sus condicionantes reológicos.

6.5.1. Perfiles Reológicos y Sismicidad

De todos los perfiles reológicos realizados para cada una de las celdillas del modelo en la región de Béticas-Rif-Alborán (Figura 3.8), a continuación se muestra un perfil reológico tipo representativo de cada uno de los dominios geológicos diferenciados, comparándose con la distribución en profundidad de los focos sísmicos localizados en ese sector (Figuras 6.4 a 6.8). Para poder comparar la profundidad de la TDF calculada con las tendencias de la distribución de terremotos, a éstas se les ha realizado un ajuste de tipo gaussiano. En general, se deduce que los máximos de sismicidad cortical para cada sector se sitúan inmediatamente por encima de la TDF (normalmente >80% de los terremotos); mientras que bajo ella se suele reconocer un brusco decaimiento en el número de eventos, que rara vez suceden en la corteza por debajo de los 20 km de profundidad. Es notable el hecho de que en aquellas situaciones en las que la envolvente reológica muestra un núcleo resistivo en el manto litosférico, también a esa profundidad se encuentra un máximo relativo en la distribución de focos sísmicos (e.g. Alborán Oeste, Figura 6.7). Otra observación importante es que la sismicidad no queda limitada a la capa frágil en la corteza

superior. En algunos casos, se encuentra un núcleo de sismicidad notable (≤10%) dentro del dominio cortical con deformación dúctil (e.g. Alborán Este, Figura 6.8E).

Como muestra el diagrama de frecuencia absoluta de eventos sísmicos por sectores inserto en cada perfil reológico, existe una diferencia notable en el número de terremotos entre sectores. Esto determina que las tendencias de agrupamiento de datos estén mejor definidas en aquellos sectores con mayor número de terremotos (sectores D4 con N=257 y D6 con N=165, Figuras 6.5 y 6.6). Por el contrario, en aquellos sectores con una escasa actividad sísmica puede encontrarse una distribución poco habitual, en la que hasta el 40% de la sismicidad puede darse bajo la TDF (e.g. sector H8, Alborán Este, con N=13, Figura 6.8).

Como ya se ha comentado en capítulos previos, el contexto general en el que se enmarca este trabajo es el de un límite convergente de placas (Eurasia-África). Sin embargo, como ponen de manifiesto las soluciones de mecanismos focales y el análisis estructural en fallas activas de la región, localmente el estado de esfuerzos en la corteza puede ser de carácter tensional. Por tanto, en el momento de enfrentar la TDF con la distribución en profundidad de los terremotos, se tomará aquella como una banda que puede variar entre la posición de la TDF en régimen compresivo (más somera) y la posición de la TDF en un régimen tensional (más profunda).

Como ejemplo de la distribución de terremotos y la reología del dominio de la Depresión del Guadalquivir se ha seleccionado el sector C2, cuyo perfil reológico se incluye en la Figura 6.4. En este caso la TDF para la corteza superior se sitúa entre 10,6 y 13,4 km de profundidad, encontrándose una segunda transición en el manto litosférico (39,2 - 44 km). La distribución de focos sísmicos en profundidad muestra que en este sector la actividad sísmica está restringida a la corteza superior y aunque el catálogo de eventos sísmicos en este área es bastante reducido (N=30), se aprecia un máximo de sismicidad, que se ubica en torno a 6,8 km (±2,8, valor de la σ) y que queda contenido en el dominio frágil de la corteza superior. Al pasar al dominio dúctil el número de eventos disminuye; no obstante, existe un máximo relativo que se sitúa dentro del dominio cortical dúctil, por debajo de la TDF (<20% de la sismicidad).

Como perfil reológico representativo del comportamiento reológico de la litosfera en el Dominio Sudibérico, se ha seleccionado el correspondiente al sector D4 (Figura 6.5). El área (*F*) bajo la envolvente reológica (ecuación [5.8]) da una idea la resistencia de la litosfera en este dominio, erigiéndose el Dominio Sudibérico como aquel con mayores valores de resistencia en el entorno de Béticas-Rif-Alborán.

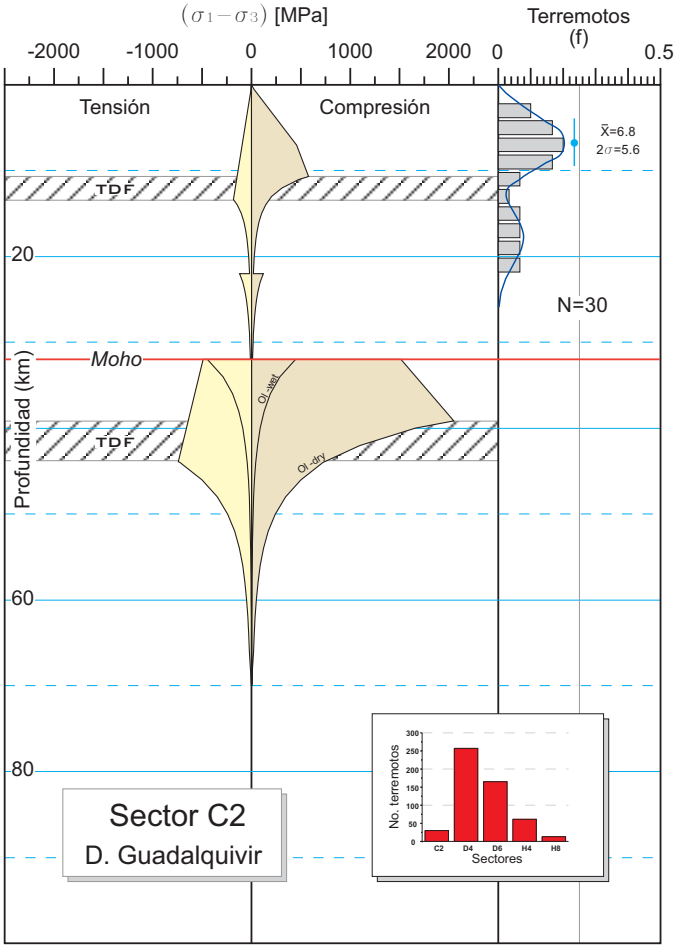


Figura 6.4. Envolvente reológica y distribución de terremotos representativo de la Depresión del Guadalquivir (ver mapa de localización, Figura 6.9). Frente a cada envolvente reológica se muestra un histograma de frecuencias relativas de la distribución de terremotos en profundidad, incluyendo terremotos bajo la Moho, con una curva que representa el mejor ajuste gaussiano. El histograma inferior siempre muestra el número total de eventos entre sectores.

Este perfil está caracterizado por la presencia de tres zonas de TDF. En la corteza superior, la TDF se sitúa entre 11,7 y 15,1 km de profundidad, encontrándose una segunda TDF cortical a 22,4 km. Esta TDF solo está presente bajo un régimen de esfuerzos tensional y el dominio frágil que define apenas alcanza 400 m de espesor. Por último, existe una TDF que se desarrolla en el manto litosférico, como una banda entre 47,1 y 53,4 km; siempre que se elija un modelo de manto litosférico con "*Ol-dry*". En el caso de un manto caracterizado bajo parámetros de "*Ol-wet*", solo se desarrollaría una TDF situada a 39,1 km bajo un régimen de esfuerzos tensional,

El catálogo de eventos sísmicos disponible para este sector (D4) asciende a 257 terremotos, de los cuales más del 98% son de naturaleza cortical. Un ajuste gaussiano a la

distribución en profundidad de los focos sísmicos muestra que el máximo de la distribución se emplaza a una profundidad de 9.9 km (±3,35), dentro del dominio frágil de la corteza superior. Por tanto, más del 95% de la sismicidad cortical se desarrolla por encima de la TDF.

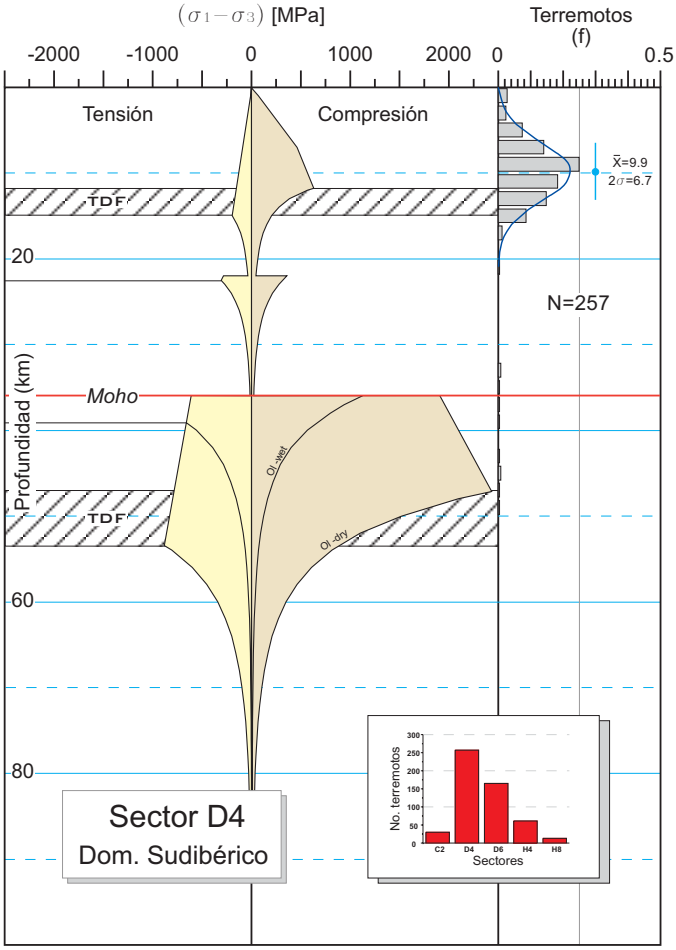


Figura 6.5. Envolvente reológica y distribución de terremotos representativo del Dominio Sudibérico (ver mapa de localización, Figura 6.9). Frente a cada envolvente reológica se muestra un histograma de frecuencias relativas de la distribución de terremotos en profundidad, incluyendo terremotos bajo la Moho, con una curva que representa el mejor ajuste gaussiano. El histograma inferior siempre muestra el número total de eventos entre sectores.

Para ilustrar el comportamiento reológico de la litosfera en el Dominio de Alborán se ha seleccionado el sector D6 (Figura 6.7). Este perfil está caracterizado por una TDF situada entre 9,4 y 12,2 km de profundidad. En el manto litosférico, solo en el caso de un modelo con *"Ol-dry"* y bajo un régimen tensional, se desarrolla una TDF a 38,4 km, definiendo un dominio frágil poco potente en el manto (~500m). Los terremotos (N=165) se agrupan alrededor de un valor medio de 11,9 km (±4,0), que queda contenido en la

banda que definen en la TDF cortical. En el dominio dúctil cortical la población de terremotos sigue una tendencia decreciente, desapareciendo prácticamente la sismicidad en el ámbito de la corteza profunda (>23 km).

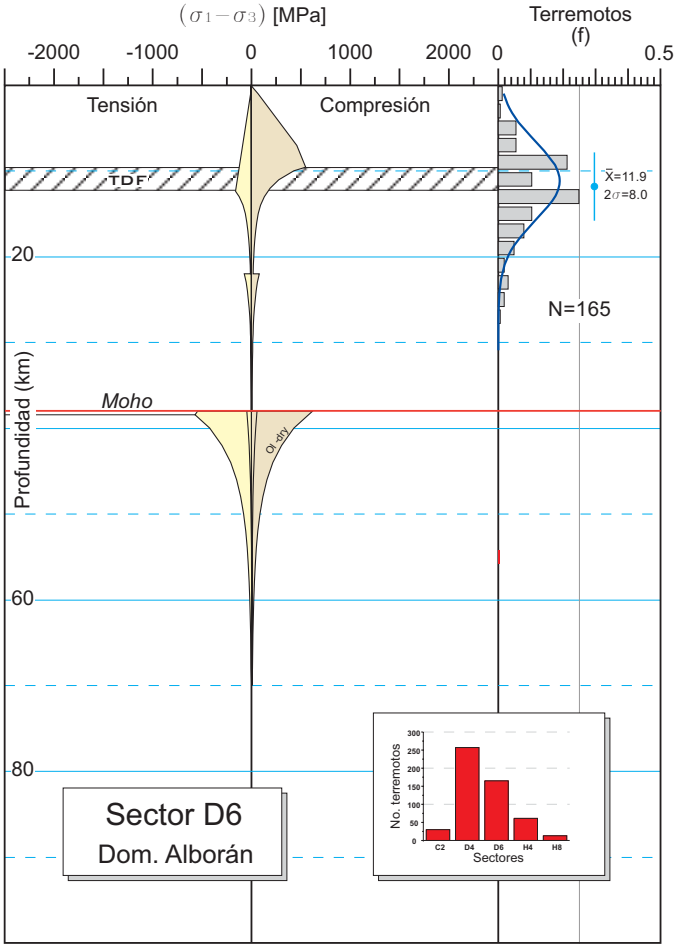


Figura 6.6. Envolvente reológica y distribución de terremotos representativo del Dominio de Alborán (ver mapa de localización, Figura 6.9). Frente a cada envolvente reológica se muestra un histograma de frecuencias relativas de la distribución de terremotos en profundidad, incluyendo terremotos bajo la Moho, con una curva que representa el mejor ajuste gaussiano. El histograma inferior siempre muestra el número total de eventos entre sectores.

El sector H4 (Figura 6.7) se ha seleccionado para ilustrar el comportamiento reológico de la litosfera en una vertical situada en Alborán Oeste (Cuenca Oeste de Alborán). En este sector se deduce una TDF, contenida en la corteza superior, entre 7,6 y 9,4 km de profundidad. Para un manto litosférico ("*Ol-dry*"), puede desarrollarse otra TDF entre 26,3 y 23,7 km de profundidad. Considerando por el contrario un manto con "*Ol-wet*", solo aparece una TDF a 20,6 km dejando por encima un dominio frágil en el manto de 2,6 km de espesor.

La distribución en profundidad de los terremotos (N=64) en este sector (H4) revela la existencia de un máximo (8,4 km) que queda contenido en el dominio frágil que define la TDF para la corteza superior. Además, aparece un segundo máximo relativo que se sitúa en la parte alta del manto litosférico (20,6 km) y que coincide con el dominio frágil que la TDF define para un manto con *"Ol-dry"*, bajo un régimen tanto compresivo como tensional.

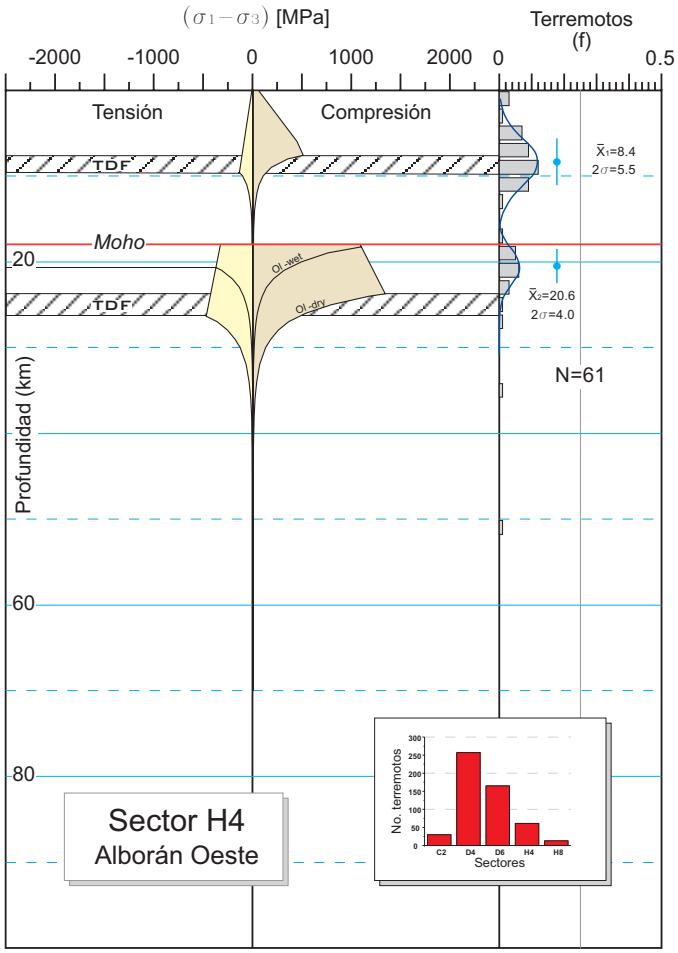


Figura 6.7. Envolvente reológica y distribución de terremotos representativo de Alborán Oeste (Cuenca Oeste de Alborán) (ver mapa de localización, Figura 6.9). Frente a cada envolvente reológica se muestra un histograma de frecuencias relativas de la distribución de terremotos en profundidad, incluyendo terremotos bajo la Moho, con una curva que representa el mejor ajuste gaussiano. El histograma inferior siempre muestra el número total de eventos entre sectores.

Alborán Este, representada por el sector H8 (Cuenca Sur de Alborán) en la Figura 6.8, permite deducir una TDF en una posición extremadamente somera, en consonancia con los altos valores de flujo térmico superficial que caracterizan la región. Igualmente la resistencia de la litosfera (i.e. el área bajo la envolvente de resistencia), fuertemente

condicionada por el flujo térmico (Capítulo 4), alcanza valores mínimos en este sector de Mar de Alborán. En este caso, la TDF alcanza una profundidad de 5,7 km y 7,6 km, bajo regímenes de esfuerzos compresivos y tensionales, respectivamente.

El número de terremotos localizados en este área es mínimo (N=13), y por tanto la frecuencia relativa de eventos es considerada poco representativa. De nuevo, el máximo de la distribución se sitúa por encima de la TDF (4,6 km), quedando contenido en el dominio frágil de la corteza superior. No obstante, existe un máximo relativo bajo la TDF y que define un dominio sísmico dentro de horizonte cortical con características dúctiles.

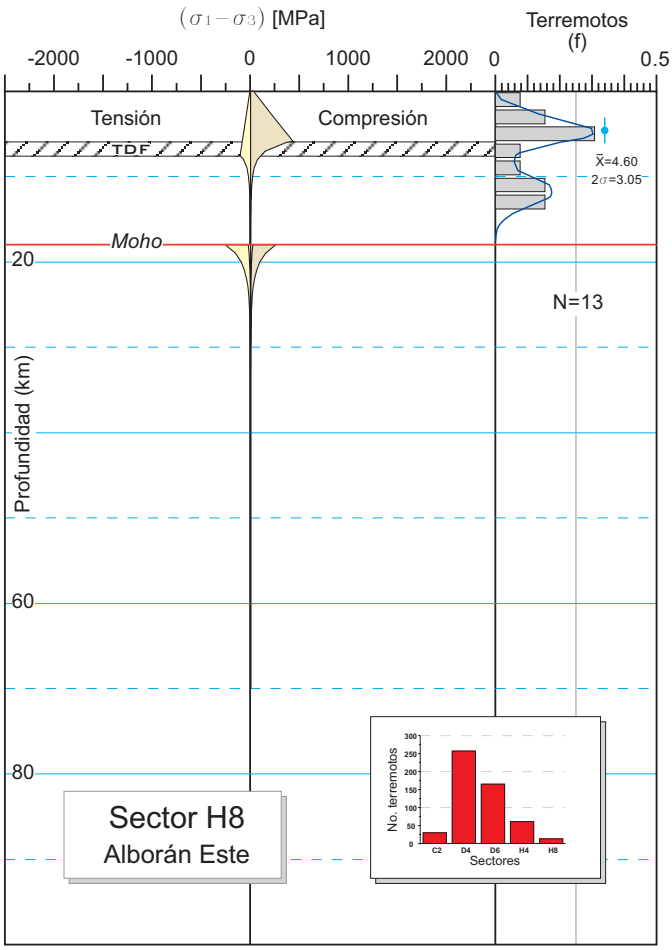


Figura 6.8. Envolvente reológica y distribución de terremotos representativo de Alborán Este (Cuenca Sur de Alborán) (ver mapa de localización, Figura 6.9). Frente a cada envolvente reológica se muestra un histograma de frecuencias relativas de la distribución de terremotos en profundidad, incluyendo terremotos bajo la Moho, con una curva que representa el mejor ajuste gaussiano. El histograma inferior siempre muestra el número total de eventos entre sectores.

6.5.2. Secciones Corticales y Sismicidad

Para tener una visión más completa de cómo se distribuyen espacialmente los terremotos respecto a la estructura profunda, se han realizado diversas secciones litosféricas en las que se incluye la disposición de los dominios dúctiles y frágiles en la corteza y la proyección de los terremotos localizados en una banda de 20 km a cada lado de la sección (Figura 6.9). Dos de estas secciones tienen orientación N-S, una en el extremo oriental y otra en la zona central de Béticas-Rif-Alborán, y otras dos secciones E-W, una cortando longitudinalmente la Cuenca de Alborán y la otra a través de la Cordillera Bética. El objetivo de estas secciones es dar una visión tridimensional de la estratificación reológica de la litosfera en el entorno de Béticas-Rif y Mar de Alborán, por lo que su orientación difiere de la apropiada para ilustrar la cinemática de las estructuras en cada uno de los dominios geológicos.

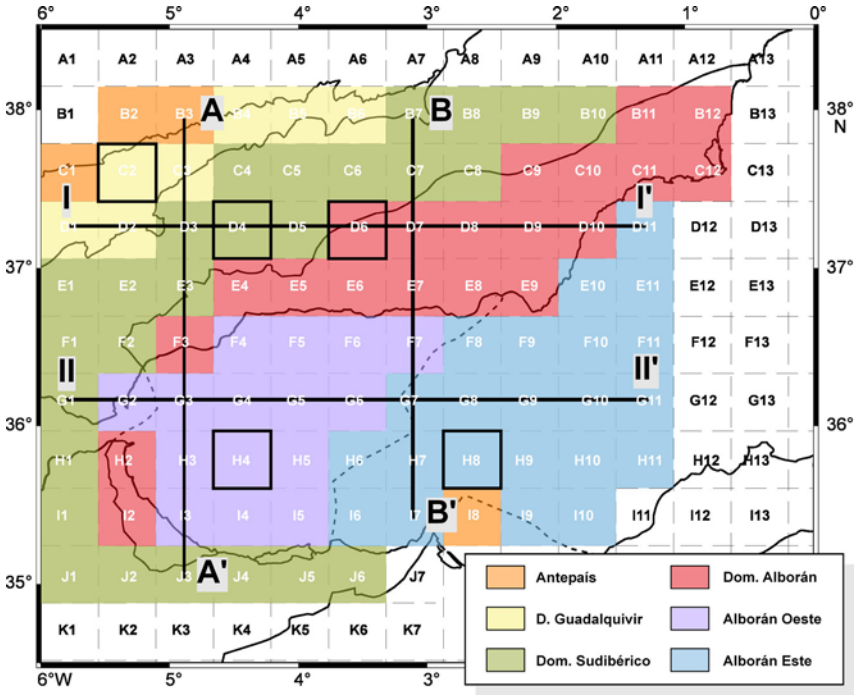


Figura 6.9. Mapa de situación de las secciones realizadas a través del dominio cortical de Béticas-Rif-Alborán y que muestran la estructura organizada en dominios dúctiles y frágiles y su relación con la sismicidad cortical.

La sección A-A', con una orientación N-S, en las inmediaciones del Arco de Gibraltar, en el extremo occidental del Mar de Alborán (~5º W), se extiende desde el borde norte de la Depresión del Guadalquivir, hasta los afloramientos más meridionales del Rif (al sur de Beni-Boussera); a través del Dominio Sudibérico, el Dominio de Alborán y la Cuenca Oeste de Alborán (Figura 6.10). Esta sección ilustra el intenso adelgazamiento

cortical que acontece en la región de Béticas-Rif hacia Alborán; pasando de un espesor máximo de 35 km en el Dominio Sudibérico hasta un mínimo de 19 km en la Cuenca Oeste de Alborán. Los mayores gradientes de adelgazamiento se alcanzan en las proximidades de la línea de costas. La estratificación reológica en la corteza es tal que la capa resistente y con comportamiento frágil en la corteza superior alcanza su máxima potencia bajo el Dominio Sudibérico, con espesores de 15,6 y 12,2 km (para un régimen tensional y compresivo, respectivamente); mientras que hacia el norte, bajo la Depresión del Guadalquivir, la TDF asciende hasta 12,4 y 10,0 km (siempre para los mismos tipos de estados de esfuerzos).

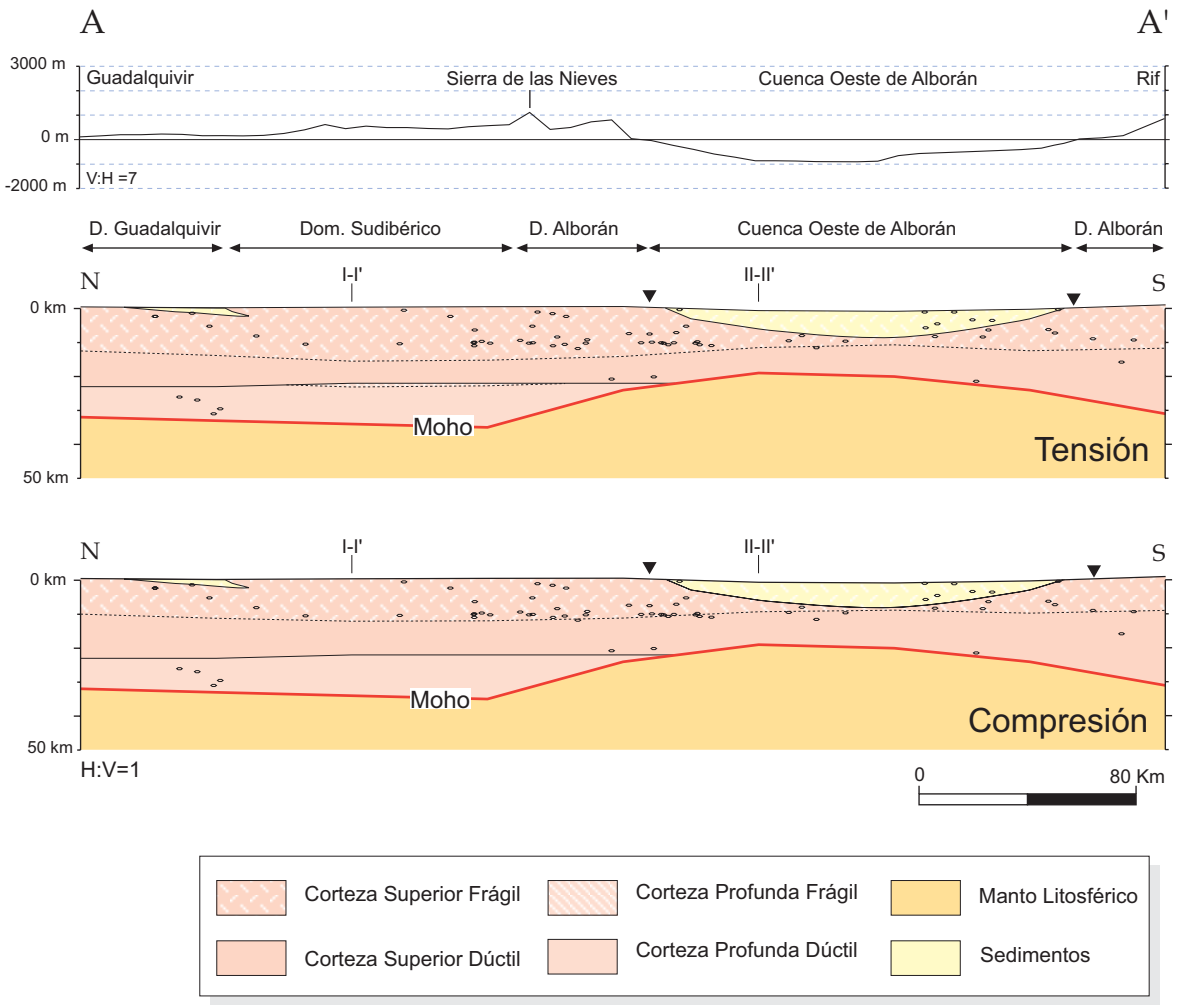


Figura 6.10. Sección N-S (~5º W) que ilustra la distribución de dominios dúctiles y frágiles en la corteza tanto bajo un régimen de esfuerzos compresivo y tensional. Se han proyectado los eventos localizados en una banda 20 km de ancho a ambos lados de cada perfil. Un perfil topográfico y batimétrico acompaña cada sección.

Hacia el sur, bajo la Cuenca Oeste de Alborán, la TDF asciende nuevamente haciendo que la capa frágil alcance aquí un espesor mínimo de 10,8 y 9,0 km, que se mantiene aproximadamente constante hacia los afloramientos del Dominio de Alborán en el Rif. Además, se puede apreciar que la totalidad del relleno sedimentario de la Cuenca Oeste de Alborán (>8 km) y de la Depresión del Guadalquivir (2-3 km en esta sección), está contenido en la capa de corteza frágil. Solo aparece un segundo elemento de características frágiles en la corteza profunda bajo un régimen de esfuerzos tensional, aunque con pocos centenares de metros de potencia. La sismicidad se muestra dispersa a lo largo de los diferentes dominios que atraviesa la sección y, aunque eventualmente algún terremoto aparece en el dominio cortical dúctil, la mayor parte de la sismicidad queda restringida a la capa frágil (>95%). La mayor densidad de eventos se localiza en el entorno del Dominio de Alborán y hacia la Cuenca Oeste de Alborán, definiendo un incipiente horizonte sísmico en torno a10 km.

La sección B-B', paralela a la anterior, pero en una posición más oriental (~3º W), se prolonga de norte a sur, desde el extremo este de la Depresión del Guadalquivir hasta el extremo suroeste de la Cuenca Sur de Alborán, cortando el Dominio de Alborán en la región de mayor espesor cortical y con mayores elevaciones topográficas (Figura 6.11). Existe un fuerte adelgazamiento de la corteza desde el Dominio de Alborán (38 km) hacia el margen septentrional de Alborán, manteniéndose constante hacia la Cuenca Sur de Alborán (17 km). Por el contrario, la tendencia general que muestra en esta sección la TDF supone un engrosamiento progresivo del dominio cortical frágil a medida que nos desplazamos hacia posiciones más septentrionales, desde 13 a 7,2 km y 10 a 5,5 km (tensión y compresión).

En esta sección, la máxima densidad de eventos sísmicos se produce según dos enjambres mayores, en la transición entre el Dominio de Alborán y la Cuenca de Málaga-Almería. El más septentrional aparece siempre contenido en la capa frágil de la corteza superior; el situado inmediatamente al sur (afectando al propio relleno sedimentario de la Cuenca de Motril y la corteza infrayacente) tiene siempre una posición próxima a la TDF en esa área. Por tanto, la mayor parte de la sismicidad aparece contenida en el dominio cortical frágil (~85%). Se encuentra también un horizonte sísmico a 10 km de profundidad, que coincide con uno de los límites del modelo de tierra empleado por el IAG en la localización rutinaria de terremotos (Figura 6.3). Este horizonte está claramente desconectado de los enjambres más superficiales y aparece restringido a un área concreta, el margen septentrional de Alborán. Esta alineación de eventos aparece de manera incipiente en otras secciones (e.g. sección A-A') y se muestra también en trabajos de otros

autores [e.g. Figuras 5 y 6 en Buforn *et al*. (1995) y Figura 6 en Buforn *et al.* (2004)]. Este rasgo puede considerarse como un artefacto contenido en la base de datos, dado que no coincide con ninguna de las TDF calculadas (ni en compresión ni en tensión); ni con el valor de profundidad que se obtendría cuando alguna de las condiciones iniciales del modelo reológico estuviese sobre- o sub-estimada.

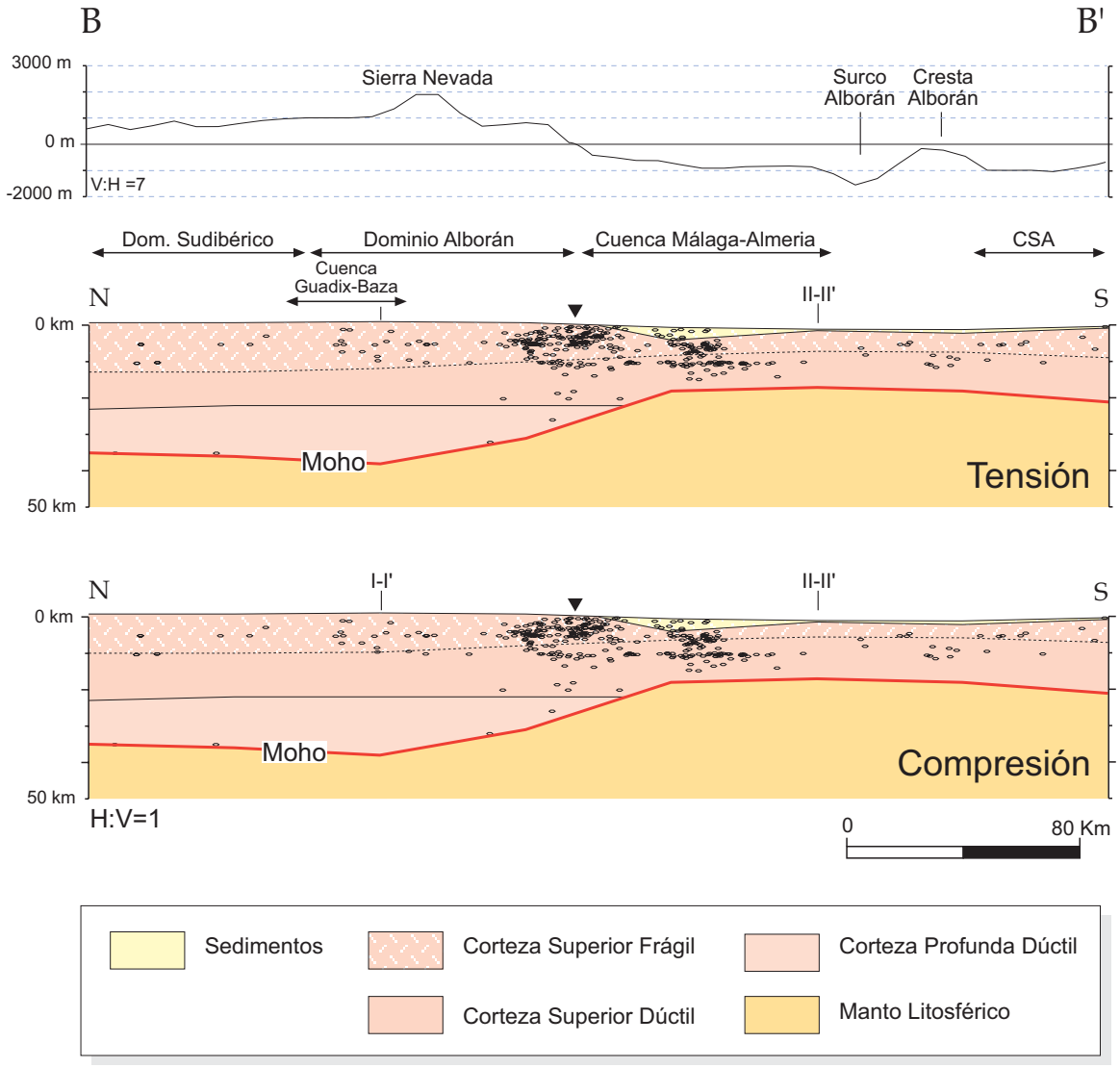


Figura 6.11. Sección N-S (~3º W) que ilustra la distribución de dominios dúctiles y frágiles en la corteza bajo un régimen de esfuerzos compresivo y tensional. Se han proyectado los eventos localizados en una banda 20 km de ancho a ambos lados de cada perfil. Un perfil topográfico y batimétrico acompaña cada sección. CSA: Cuenca Sur de Alborán.

La existencia de algunos sistemas de fallas lístricas que convergen hacia un despegue extensional sísmicamente activo en el Dominio de Alborán (e.g. al oeste de Sierra Nevada

en la Depresión de Granada, según Martínez-Martínez *et al*., 2002), puede llevar a proponer que esta banda de terremotos localizada a 10 km de profundidad se trate también de un despegue extensional de bajo ángulo, hacia el que pueden convergir fallas de alto ángulo que afectan a la corteza más somera. Sin embargo, esta interpretación es poco probable dado que este rasgo se encuentra siempre circunscrito a los dominios del margen septentional del Mar de Alborán.

La sección I-I' tiene una orientación WE (~37,2º N) y se prolonga desde la Depresión del Guadalquivir hasta el margen de Palomares, cortando oblicuamente la organización estructural del Dominio Sudibérico y el Dominio de Alborán (Figura 6.12). A lo largo de la mayor parte de esta sección el espesor cortical es superior a los 30 km, con un máximo de 38 km bajo el Dominio de Alborán, hasta que en el extremo oriental de la sección, en las proximidades de la línea de costas, la Moho asciende hasta 21 km (margen de Palomares). El dominio cortical frágil en esta sección alcanza su máximo espesor bajo el Dominio Sudibérico (15,6 y 12,1 km) y la TDF se hace progresivamente más somera hacia los extremos de la sección. En el extremo oriental, en el margen de Palomares, la TDF asciende hasta 6 y 8 km de profundidad y el dominio cortical frágil tiene un espesor mínimo.

En el extremo oriental del Dominio de Alborán y la Cuenca Sur Balear, la sismicidad se muestra dispersa en el entorno de la TDF, apareciendo incipientes horizontes sísmicos. Desconectados de esta sismicidad más somera, se observa un agrupamiento de eventos concentrados alrededor de la discontinuidad intracortical corteza superior-corteza profunda (22 km). Este mismo patrón de distribución es el que se observa en el extremo oeste, donde el relleno sedimentario de la Depresión del Guadalquivir queda también contenido en la capa frágil de la corteza superior. La mayor densidad de terremotos se localiza en el Dominio Sudibérico y la transición hacia el Dominio de Alborán (en la región de la Cuenca de Granada). Estos terremotos se concentran en dos enjambres principales. El más occidental, situado en el Dominio Sudibérico, posee un gran número de eventos que se concentran en el intervalo 5-15 km de profundidad, en el entorno de la TDF y hacia la base del dominio frágil de la corteza. Hacia el este, y ya en la Cuenca de Granada, se encuentra un segundo enjambre ligado a la zona de transición dúctil-frágil, estando caracterizado por una mayor dispersión de los eventos sísmicos que pueden darse en la capa dúctil hasta una profundidad de ~20 km. Algunos de estos eventos pueden formar parte del horizonte sísmico a 10 km anteriormente.

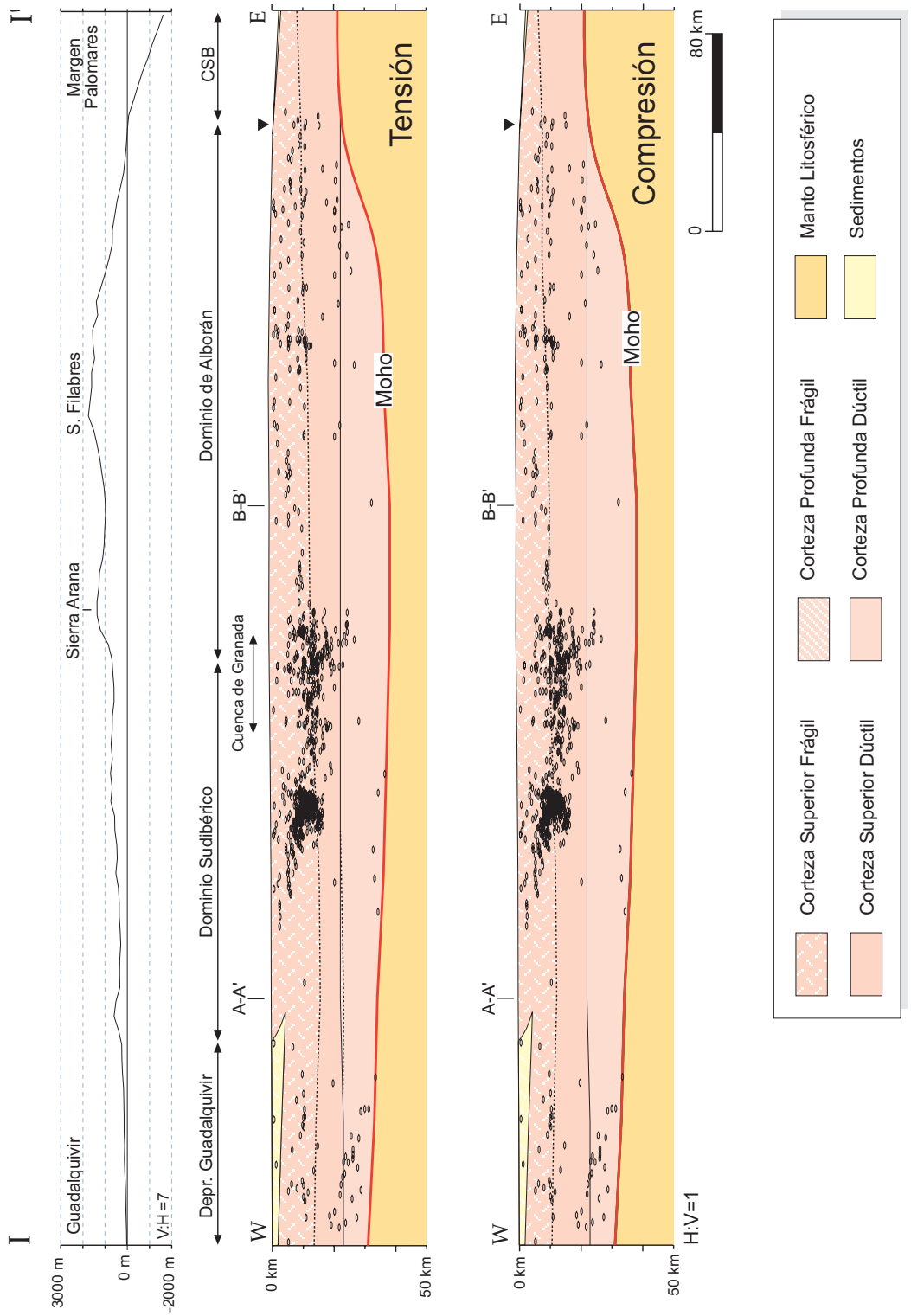


Figura 6.12. Sección E-W (~37,2º N) que ilustra la distribución de dominios dúctiles y frágiles en la corteza bajo un régimen de esfuerzos compresivo y tensional. Se han proyectado los eventos localizados en una banda 20 km de ancho a ambos lados de cada perfil. Un perfil topográfico y batimétrico acompaña cada sección. CSB: Cuenca Sur Balear.

La sección II-II', también de orientación WE (~36,2º N), muestra la estratificación reológica de la corteza en el Mar de Alborán desde el Arco de Gibraltar hasta la transición con la Cuenca Sur Balear (Figura 6.13). La corteza se adelgaza desde el Arco de Gibraltar (30,3 km) hasta la Cuenca Este de Alborán y finalmente la Cuenca Sur Balear (14,3 km), mostrando una mayor tasa de adelgazamiento en la transición entre el Arco de Gibraltar y la Cuenca Oeste de Alborán (18,4 km). Asimismo, la TDF asciende de oeste (18,2 y 13,5 km) a este (7,2 y 5,1 km) y el gradiente máximo se localiza entre el Arco de Gibraltar y la Cuenca Oeste. La diferencia entre los resultados del modelo reológico bajo esfuerzos tensionales y compresivos, conlleva además de la variación en la profundidad de la TDF, la aparición bajo el Arco de Gibraltar,de una lente delgada con comportamiento frágil en la corteza profunda (espesor máximo 4,8 km y 45 km en horizontal)

La sismicidad en esta sección es escasa y dispersa; si bien, en la transición de la Cuenca Oeste a Este de Alborán, se pueden caracterizar dos horizontes sísmicos incipientes que se disponen en torno a la TDF. El más superficial (~5 km) queda siempre contenido en la capa frágil de la corteza, mientras que el otro se sitúa en la misma franja de profundidad que los horizontes descritos en las secciones previas (10 km). La escasez de datos sísmicos en esta sección puede estar condicionada por la distancia a la red sísmica del IAG. Este hecho conlleva además una escasa cobertura azimutal de la red en esta latitud, lo que junto con los filtros impuestos a la base de datos, puede haber determinado que en esta sección la actividad sísmica resultante sea escasa.

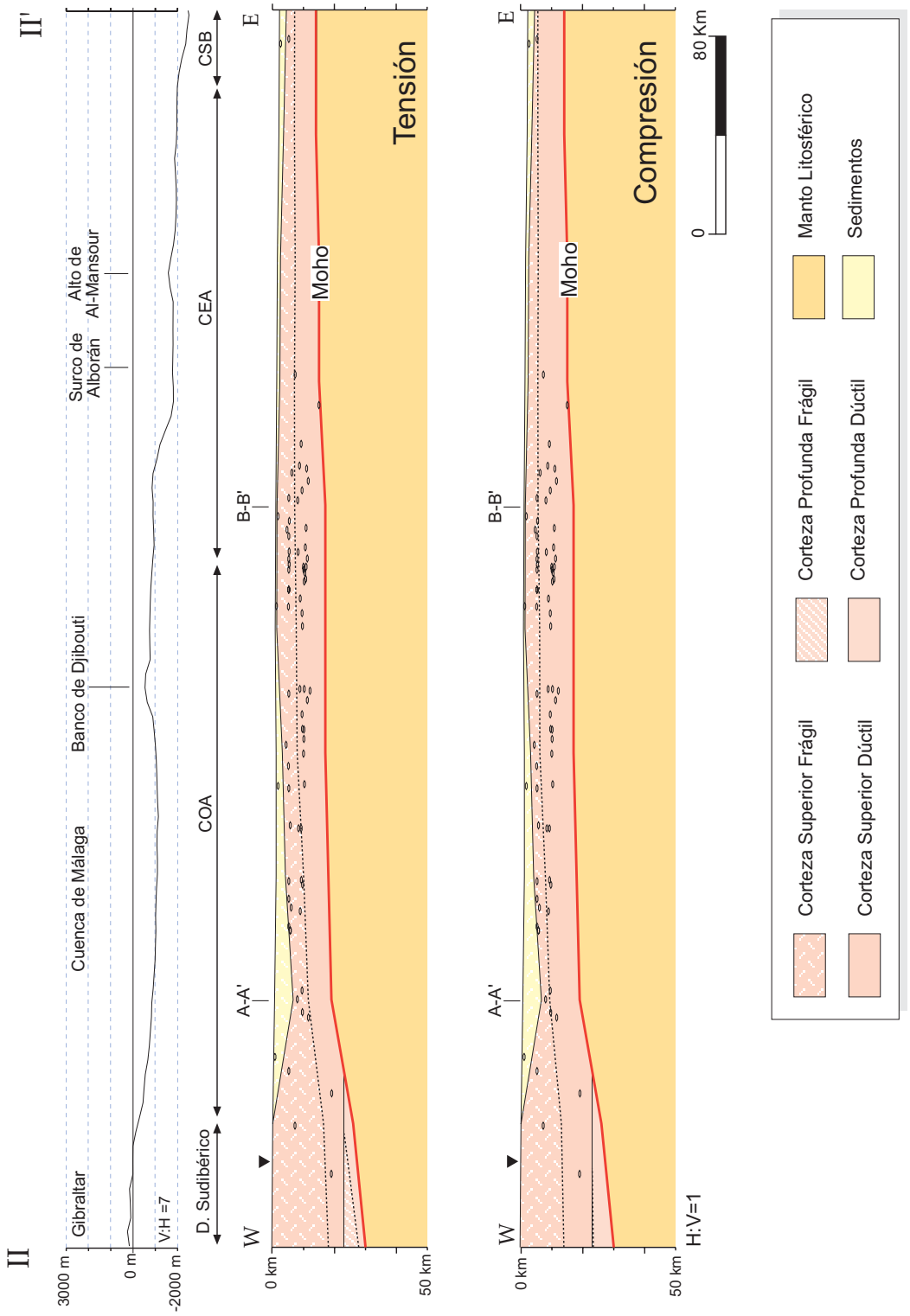


Figura 6.13. Sección E-W (~36,2º N) que ilustra la distribución de dominios dúctiles y frágiles en la corteza bajo un régimen de esfuerzos compresivo y tensional. Se han proyectado los eventos localizados en una banda 20 km de ancho a ambos lados de cada perfil. Un perfil topográfico y batimétrico acompaña cada sección. COA: Cuenca Oeste de Alborán; CEA: Cuenca Este de Alborán; CSB: Cuenca Sur Balear.

7. CONCLUSIONES

A pesar de las imprecisiones que puedan existir en la localización de los terremotos y las limitaciones inherentes al cálculo de los modelos reológicos podemos dar unas pautas generales concluyentes para el comportamiento mecánico de la corteza y la distribución de focos sísmicos en Béticas-Rif y Alborán:

1. La zona de transición entre los dominios de corteza frágil y los dominios donde prevalecen los mecanismos de deformación por flujo dúctil, no es una discontinuidad neta; sino una franja amplia y compleja debido a la variabilidad de las leyes que gobiernan los mecanismos de deformación y de los estados de esfuerzos.

2. La profundidad de la transición dúctil-frágil (TDF) en la corteza depende fundamentalmente de la temperatura. La base del dominio frágil para la corteza superior reproduce en tres dimensiones el patrón de flujo térmico superficial. La TDF alcanza una profundidad máxima en el Arco de Gibraltar, con 18 y 16 km para un estado de esfuerzos tensional y compresivo respectivamente, haciéndose progresivamente más somera hacia la Cuenca Este de Alborán donde alcanza un valor mínimo de 7 y 6 km.

3. El patrón de esfuerzos en la TDF en la corteza superior (tanto en tensión como en compresión) presenta un mínimo bajo la Cuenca Este de Alborán y su transición hacia la Cuenca Sur Balear (100 y 416 MPa), y una región resistente bajo el Arco de Gibraltar (223 y 660 MPa).

4. Los valores bajos de flujo térmico superficial en el entorno del Arco de Gibraltar condicionan que bajo un régimen de esfuerzos tensional aparezca un núcleo resistente en la corteza profunda, que dibuja el Arco y se prolonga 190 km hacia el NE bajo el Dominio Sudibérico. Esta lente frágil alcanza un espesor máximo <5 km con una resistencia ≤400 MPa.

5. Del catalogo global de sismicidad en la Cordillera Bético-Rifeña y el Mar de Alborán para el intervalo 1992-2003, el 86% de los eventos se localizan en la corteza, de los que el 90% se restringe a los 15 km superiores de la corteza.

6. La distribución en profundidad de los focos sísmicos muestra como los máximos de eventos quedan contenidos en la capa frágil de la corteza superior o restringidos al entorno de la TDF que predice el modelo reológico. La sismicidad cortical que acontece en Béticas y el Mar de Alborán está, por tanto, fuertemente condicionada por la estratificación reológica calculada.

7. Parte de la sismicidad localizada en el manto litosférico se correlaciona bien con la profundidad de los dominios resistentes calculados en el modelo reológico.

8. Se demuestra en este estudio que el modelo de tierra utilizado para la localización rutinaria de eventos sísmicos tiende a concentrar artificialmente los hipocentros en el entorno de 10 km, profundidad en la que se sitúa la discontinuidad más somera del modelo de velocidades. Este horizonte sísmico se encuentra preferentemente en el margen septentrional del Mar de Alborán también debido a la reducida cobertura azimutal que presenta la red sísmica. Por tanto, se puede garantizar que solo las técnicas de localización relativa conseguirán mejorar la localización hipocentral, permitiendo cualquier análisis de las relaciones con fallas sísmicamente activas.

8. REFERENCIAS

AIT BRAHIM, L. y CHOTIN, P. 1989. Genesis and deformation of the central Rif neogene basins (Morocco) during the closing up of European and African plates. *Geodin. Acta* **3**(295-304).

ALBERT BELTRÁN, J. F. 1979. El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical. *Boletín Geológico y Minero* **XC-I**, 36-48.

ALDAYA, F., ÁLVAREZ, F., GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., JABALOY, A. y NAVARRO VILÁ, F. 1991. The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* **313, Série II**(101), 1447-1453.

ALDERSONS, F., BEN-AVRAHAM, Z., HOFSTETTER, A., KISSLING, E. y AL-YAZJEEN, T. 2003. Lower-crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **6762**, 1-14.

ALTAMIMI, Z., SILLARD, P. y BOUCHER, C. 2002. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *J. Geophys. Res.* **107**, B10, 2214, doi:10.1029/2001JB000561.

AZAÑÓN, J. M., AZOR, A., BOOTH-REA, G. y TORCAL, F. 2004. Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain). *Journal of Quaternary Science* **19**(3), 219-227.

AZAÑÓN, J. M., CRESPO BLANC, A. y GARCÍA-DUEÑAS, V. 1997. Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betic). *J. Struct. Geol.* **19**(8), 1055-1071.

AZAÑÓN, J. M., GARCÍA-DUEÑAS, V. y GOFFÉ, B. 1998. Exhumation of high-pressure metapelites and coeval extension in the Alpujarride complex (Betic cordillera). *Tectonophysics* **285**, 231-252.

BADAL, J., CORCHETE, V., PAYO, G., PUJADES, L. y CANAS, J. A. 1996. Imaging the Shear-wave velocity structure beneath Iberia. *Geophysical Journal International* **124**, 591-611.

BAKKER, H. E., DE JONG, K., HELMERS, H. y BIERMANN, C. 1989. The geodynamic evolution of the internal zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): A model based on the structural analysis and geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology* **7**, 359-381.

BALANYÁ, J. C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de parts et d'outre du Detroit de Gibralter. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* **304**, 929-933.

BALANYÁ, J. C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. 1988. El Cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. En: *II Congreso Geológico de España. Simposium sobre Cinturones Orogénicos*, 35-44.

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., GARCÍA-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**, 53-66.

BANKS, C. J. y WARBURTON, J. 1991. Mid-crustal detachment in the Betic system of the southern Spain. *Tectonophysics* **191**, 275-289.

BARRANCO, L. M., ANSORGE, J. y BANDA, E. 1990. Seismic refraction constrains on the geometry of the Ronda peridotite massif (Betic Cordillera, Spain). En: *Alpine evolution of Iberia and its continental margins.* (Eds.: BOILLOT, G. y FONTBOTÉ, J. M.) **184**. Tectonophysics, 379-392.

BEHN, M. D., LIN, J. y ZUBER, M. T. 2002. A continuum mechanics model for normal faulting using a strain-rate softening rheology: implications for thermal and rheological controls on continental and oceanic rifting. *Earth Planet. Sci. Lett.* **202**, 725-740.

BELLÓN, H., BORDER, P. y MONTENAT, C. 1983. Le magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France* **25**, 205-217.

BENJUMEA, B. y POSADAS, A. M. 1996. Estudio preliminar de la morfodinámica

de las fracturas principales y subsidiarias activadas en la serie de Adra-Berja (España) de 1993-94. En: *Homenaje en honor al Profesor Fernando de Miguel Martínez*. Universidad de Granada e IAGPDS, 37-46.

BIRCH, F. 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* **66**, 2199-2224.

BORGES, J. F., FITAS, A. J. S., BEZZEGHOUD, M. y TEVES-COSTA, P. 2001. Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics* **337**, 373-387.

BOUCHER, C., ALTAMIMI, Z. y SILLARD, P. 1998. Results and analysis of the ITRF96. *IERS technical note 24, Observatoire de Paris*.

BRACE, W. F. y KOHLSTEDT, D. L. 1980. Limits on lithospheric stress impossed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* **85**(B11), 6248-6252.

BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDÍAS, A. y PRO, C. 2004. Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics* **161**, 623-646.

BUFORN, E. y COCA, P. 2002. Seismic moment tensor for intermediate depth earthquakes at regional distances in Southern Spain. *Tectonophysics* **356**, 49-63.

BUFORN, E., SANZ DE GALDEANO, C. y UDÍAS, A. 1995. Sismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics* **248**, 247-261.

BYERLEE, J. D. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* **116**, 615-626.

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. *J. Geophys. Res.* **105**(B5), 10871-10898.

CARBONELL, R., SALLARÉS, V., POUS, J., DAÑOBEITIA, J. J., QUERALT, P., LEDO, J. J. y GARCÍA-DUEÑAS, V. 1998. A multidisciplinary geophysical study in the Betic Chain (southern Iberia Peninsula). *Tectonophysics* **288**, 137-152.

CARR, J. R. 2002. *Data Visualization in the Geosciences*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

CHAPMAN, D. S. y FURLONG, K. P. 1992. Thermal state of the lower continental crust. En: *Continental Lower Crust* (Eds.: FOUNTAIN, D. M., ARCULUS, R. y KAY, R. W.). Elsevier, Amsterdam.

CHEN, W. P. y MOLNAR, P. 1983. Focal depth of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* **88**, 4183-4214.

CHRISTENSEN, N. I. y MOONEY, W. D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.* **100**(B7), 9761-9788.

CHRISTENSEN, N. I. y SALISBURY, M. H. 1975. Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys.* **13**, 57-86.

COMAS, M., DAÑOBEITIA, J. J., ALVAREZ-MARRÓN, J. y SOTO, J. I. 1997. Crustal reflections and structure in the Alboran Basin: preliminary results of the ESCI-Alborán Survey. *Rev. Soc. Geol. España* **8**, 76-88.

COMAS, M., IVANOV, M. K. y SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY OF TTR-12, L. 2003. Alboran Basin (Leg 3). En: *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. y AKHMANOV, G. G.). *IOC Technical Series* **No. 67**. UNESCO, 2003 (English).

COMAS, M. C., GARCÍA-DUEÑAS, V. y JURADO, M. J. 1992. Neogene tectonic evolution of The Alboran Sea from MCS data. *Geo-Mar. Lett.* **12**, 157-164.

COMAS, M. C., PLATT, J. P., SOTO, J. I. y WATTS, A. B. 1999. The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results. En: *Proc. ODP, Sci. Results* (edited by ZAHN, R., COMAS, M. C. y KLAUS, A.) **161**. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 555-579.

CORCHETE, V., BADAL, J., SERÓN, F. J. y SORIA, A. 1995. Tomographic images of

the Iberian subcrustal lithosphere and asthenosphere. *J. Geophys. Res.* **100** (B12), 24133-24146.

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.

DE JONG, K. 1991. Tectono-Metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain): with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. Tesis Doctoral, Vrije University.

DE LA LINDE, J., COMAS, M. y SOTO, J. I. 1996. Morfología del basamento en el nor-oeste del Mar de Alborán. *Geogaceta* **20**, 355-358.

DE LAROUZIÈRE, F. D., BOLZE, J., BORDET, P., HERNANDEZ, 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., ARGUS, D. F. y STEIN, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* **101**, 425-478.

DEMETS, C., GORDON, R. G., ARGUS, D. F. y STEIN, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* **21**(20), 2191-2194.

DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., TURCO, E., HUTTON, D. H. W. A. y KNOTT, S. D. 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. En: *Conference on Alpine tectonics* (Eds.: COWARD, M. P., DIETRICH, D. y PARK, R. G.). *Geological Society Special Publication*. Geological Society of London, London, 265-283.

DI BATTISTINI, G., TOSCANI, L., IACCARINO, S. y VILLA, I. M. 1987. K/Ar ages and the geological setting of cal-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain. *Neues Faharbuch für Mineralogie, Monatshefte* **8**, 369-383.

DOCHERTY, C. A. y BANDA, E. 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsiden-ce analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere. *Tectonics* **14**(4), 804-818.

DREWES, H. y ANGERMANN, D. 2001. The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model 2000 (APKIM2000) as a Geodetic Reference System. En: *AIG 2001 Scientific Assembly*, Budapest, 2-8 September.

ENGLAND, P. C. y HOUSEMAN, G. A. 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.* **94**, 561-579.

FERNANDES, R., AMBROSIUS, B. A. C., NOOMEN, R., BASTOS, L., WORTEL, M. J. R., SPAKMAN, W. y GOVERS, R. 2003. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. *Geophys. Res. Lett.* **30**, 16, 1828, doi:10.1029/2003GL017089.

FERNÀNDEZ, M., MARZÁN, I., CORREIA, A. y RAMALHO, E. 1998. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* **291**, 29-53.

FERNÀNDEZ, M. y RANALLI, G. 1997. The role of rheology in extensional basin formation modelling. *Tectonophysics* **282**, 129-145.

FRIZON DE LAMOTTE, D. 1987. Un example de collage synmétamorphe: La déformation miocène des Temsamane (Rif externe, Maroc.). *Bull. Soc. Géol. France* **3**, 337-344.

GALINDO ZALDÍVAR, J., JABALOY, A., SERRANO, I., MORALES, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F. y TORCAL, F. 1999. Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics* **18**(4), 686-702.

GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F. y JABALOY, A. 1989. Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodin. Acta* **3**, 73-85.

GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F. y JABALOY, A. 1993. Stress and paleostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics* **227**, 105-126.

GALINDO-ZALDÍVAR, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., JABALOY, A., MALDONADO, A. y SCHREIDER, A. A. 1998. Models of magnetic and Bouguer gravity anomalies for the deep structure of the central Alboran Sea basin. *Geo-Mar. Lett.* **18**(1), 10-18.

GALINDO-ZALDÍVAR, J., JABALOY, A., GONZÁLEZ LODEIRO, F. y ALDAYA, F. 1997. Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics* **16**(1), 18-37.

GARCÍA-CASTELLANOS, D., FERNÀNDEZ, M. y TORNÉ, M. 2002. Modelling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (souther Spain). *Tectonics* **21**(3), 9-1/9-17.

GARCÍA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, J. C. y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M. 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Mar. Lett.* **12**, 88-95.

GARCÍA-DUEÑAS, V., BANDA, E., TORNÉ, M., CÓRDOBA, D. y ESCI-BÉTICAS WORKING GROUP. 1994. A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics* **232**, 77-89.

GARCÍA-DUEÑAS, V., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M. y SOTO, J. I. 1988. Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegue-mantos separados por zonas de cizalla. *II Congreso Geológico de España. Simposios*, 17-26.

GAUYAU, F., BAYER, R., BOUSQUET, J. C., LACHAUD, J. C., LES-QUER, A. y MONTENAT, C. 1977. Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcia et Alicante (Espagne méridionale). Résultats d'une étude géophysique. *Bull. Soc. Géol. France* **19**, 623-629.

GLEASON, G. C. y TULLIS, J. 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics* **247**, 1-23.

GOETZE, C. 1978. The mechanisms of creep in olivine. *Philos. Trans. R. Soc. London A.* **288**, 99-119.

GOETZE, C. y EVANS, B. 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. R. Astron. Soc* **59**, 463-478.

GOFFÉ, B., MICHARD, A., GARCÍA-DUEÑAS, V., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., MONIÉ, P., CAMPOS, J., GALINDO-ZALDIVAR, J., JABALOY, A., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M. y SIMANCAS, J. F. 1989. First evidence of high-pressure, low-tempurature metamorphism in the Alpujárride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *Eur. J. Mineral.* **1**, 139-142.

GUTSCHER, M. A., MALOD, J., REHAULT, J. P., CONTRUCCI, I., LINGELHOEFER, F., MENDES, V. L. y SPAKMAN, W. 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* **30**(12), 1071-1074.

HATZFELD, D. y THE WORKING GROUP FOR THE DEEP SOUNDING IN THE ALBORAN SEA. 1978. Crustal seismic profiles in the Alboran Sea - Preliminary results. *Pageoph* **116**, 167-180.

HERNÁNDEZ, J. y BELLÓN, H. 1985. Geocronologie K-Ar du volcanisme miocéne. *Rev. Geol. Geogr. Phys* **26**, 85-94.

HERNÁNDEZ, J., DE LAROUZIÈRE, F. D., BOLZE, J. y BORDET, P. 1987. Le magmatisme Néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alborán. *Bull. Soc. Géol. de France* **8 III**(2), 257-267.

HERRAIZ, M., DE VICENTE, G., LINDO-NAUPARI, R., GINER, J., SIMON, J. L., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., VADILLO, O., RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A., CICUÉNDEZ, J. I., CASAS, A., CABAÑAS, L., RINCÓN, P., CORTÉS, A., L., RAMÍREZ, M. y LUCINI, M. 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics* **19**, 762-786.

HOUSEMAN, G. A. y MOLNAR, P. 2001. Mechanisms of lithospheric rejuvenation associated with continental orogeny. En: *Continental Reactivation and Reworking* (Eds.: MILLER, J. A., HOLDSWORTH, R. E., BUICK, I. S. y HAND, M.). *Geological Society Special Publication* **184**. Geological Society of London, London, 13-38.

JABALOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. 1993. The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J.*

Struct. Geol. **15**(3-5), 555-569.

JACKSON, J. 2002. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today* **September 2002**, 4-9.

JIMÉNEZ-MUNT, I., FERNÀNDEZ, M., TORNE, M. y BIRD, P. 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary en the Azores-Gibraltar region: results from thin-sheet model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **192**, 175-189.

JIMÉNEZ-MUNT, I. y NEGREDO, A. M. 2003. Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary; from the Mid-Atlantic Ridge to Algeria. *Earth Planet. Sci. Lett.* **205**, 257-271.

JURADO, M. J. y COMAS, M. C. 1992. Well Log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.* **12**, 129-136.

KAMEYAMA, M., YUEN, D. A. y KARATO, S. 1999. Thermal-mechanical effects of low temperature plasticity (the Peierls mechanism) on the deformation of a viscoelastic shear zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 159-172.

KARATO, S. 1986. Rheology of synthetic olivine aggregates; influence of grain size and water. *J. Geophys. Res.* **91**(B8), 8151-8176.

KARATO, S. 1989. Seismic anisotropy: Mechanisms and tectonic implications. En: *Rheology of Solids and of the Earth* (Eds.: KARATO, S. y TORIUMI, M.). Oxford University Press, New York, 176-208.

KIRBY, S. H. 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys.* **21**, 1458-1487.

KIRKER, A. I. y PLATT, J. P. 1998. Unidirectional slip vectors in the western Betic Cordillera: implications for the formation of the Gibraltar Arc. *J. Geol. Soc. London* **155**(1), 193-207.

KOHLSTEDT, D. L., EVANS, B. y MACKWELL, S. J. 1995. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* **100**(B9), 17587-17602.

KREEMER, C., HAINES, J., HOLT, W. E., BLEWITT, G. y LAVALLEE, D. 2000. On the determination of a global strain rate model. Earth Planets Space 52, 765-770.

KUSZNIR, N. J. y PARK, R. G. 1986. Continental lithosphere strength; the critical role of lower crustal deformation. En: *The Nature of the Lower Continental Crust* (Eds.: DAWSON, J. B., CARSWELL, D. A., HALL, J. y WEDEPOHL, K. H.). *Geological Society Special Publication* **24**. Geological Society of London, London, United Kingdom, 79-93.

LAMONTAGNE, M. y RANALLI, G. 1996. Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada; intraplate seismic zone. *Tectonophysics* **257**, 55-69.

LONERGAN, L. y PLATT, J. P. 1995. The Maláguide-Alpujárride boundary: a major extensional contact in the internal zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* **17**(12), 1655-1671.

LONERGAN, L., PLATT, J. P. y GALLAGHER, L. 1994. The Internal-External zone boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain: Reply. *J. Geophys. Res.* **18**, 525-527.

LONERGAN, L. y WHITE, N. 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* **16**(3), 504-522.

LÓPEZ CASADO, C., SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO, J. y PEINADO, M. A. 1995. The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics* **248**(3-4), 277-292.

LÓPEZ CASADO, C., SANZ DE GALDEANO, C., MOLINA PALACIOS, S. y HENARES ROMERO, J. 2001. The structure of the Alboran Sea: interpretation from seismological and geological data. *Tectonophysics* **338**, 79-95.

LOWRY, A. R. y SMITH, R. B. 1995. Stregth and rheology of the western U.S. Cordillera. *J. Geophys. Res.* **100**(B9), 17947-963.

LUAN, F. C. y PATERSON, M. S. 1992. Preparation and Deformation of Synthetic Aggregates of Quartz. *J. Geophys. Res.* **97**(B1), 301-320.

LYNCH, H. D. y MORGAN, P. 1987. The tensile strength of the lithosphere and the

localisation of extension. En: *Continental extensional tectonics* (Eds.: COWARD, M. P., DEWEY, J. F. y HANCOCK, P. L.) **28**. Geological Society Special Publication, London, 53-65.

MACKWELL, S. J., ZIMMERMAN, M. E. y KOHLSTEDT, D. L. 1998. High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. *J. Geophys. Res.* **103**(B1), 975-984.

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., SOTO, J. I. y BALANYÁ, J. C. 1997. Crustal decoupling and intracrustal flow beneath domal exhumed core complexes, Betic (SE Spain). *Terra Nova* **9**(5-6), 223-227.

MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M., SOTO, J. I. y BALANYÁ, J. C. 2002. Orthogonal folding of extensional detachements: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics* **21**(3), 1-21.

MAZZOLI, S. A. y HELMAN, M. 1994. Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe : some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geol. Rundsch* **83**, 464-468.

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**, 345-355.

MEGHRAOUI, M., MOREL, J. L., ANDRIEUX, J. y DAHMANI, M. 1996. Tectonique plio-quaternaire de la Chaîne Tello-Rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. Géol. de France* **167**, 141-157.

MEISSNER, R. y STREHLAU, J. 1982. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics* **1**, 73-89.

MEZCUA, J. y RUEDA, J. 1997. Seismological evidences for delamination process in the lithosphere under the Alborán Sea. *Geophysical Journal International* **129**, F1-F8.

MONIÉ, P., TORRES-ROLDÁN, R. L. y GARCÍA-CASCO, A. 1994. Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, 40Ar/39Ar thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics* **238**, 353-379.

MONTENAT, C., OTT D´ESTEVOU, P. y MASSE, P. 1987. Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* **11**, 1-22.

MORALES, J., SERRANO, I., JABAJOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J., ZHAO, D., TORCAL, F., VIDAL, F. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. *Geology* **27**(8), 735-738.

MORALES, J., VIDAL, F., DE MIGUEL, F., ALGUACIL, G., POSADAS, A. M., IBANEZ, J. M., GUZMAN, A. y GUIRAO, J. M. 1990. Basement structure of the Granada Basin, Betic Cordilleras, southern Spain. *Tectonophysics* **117**(4), 337-348.

MOREL, J. L. 1989. Etats de contrainte et cinématique de la Chaîne Rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel. *Geodin. Acta* **3**, 283-294.

MOREL, J. L. y MEGHRAOUI, M. 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* **24**, 755-758.

MORELLI, C. 1985. Geophysical contribution to knowledge of the mediterranean crust. En: *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (Eds.: STANLEY, D. J. y WEZEL, F. C.). Springer-Verlag, 65-82.

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. *Journal of African Earth Sciences* **14**, 57-66.

MUÑOZ, D., CISTERNAS, A., UDÍAS, A., MEZCUA, J., SANZ DE GALDEANO, C., MORALES, J., SÁNCHEZ-VENERO, M., HAESSLER, H., IBÁÑEZ, J. y BUFORN, E. 2002. Microseismicity and tectonics in the Granada Basin (Spain). *Tectonophysics* **356**(4), 233-252.

NAFE, J. E. y DRAKE, C. L. 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics* **22**, 523-552.

NOCQUET, J. M. y CALAIS, E. 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics* **161**, 661-681.

OTT D'ESTEVOU, P. y MONTENAT, C. 1985. Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonian a l'Holocene. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris* **300**, 363-368.

PLATT, J., ALLERTON, S., KIRKER, A. y PLATZMAN, E. 1995. Origin of the Western Subbetic Arc (South Spain) - paleomagnetic and structural evidence. *Journal of Sructural Geology* **17**(6), 765-775.

PLATT, J. P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin* **97**, 1037-1053.

PLATT, J. P., ALLERTON, S., KIRKER, A., MANDEVILLE, C., MAYFIELD, A., PLATZMAN, E. S. y RIMI, A. 2003. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics* **22**(3), 1017-1046.

PLATT, J. P. y VISSERS, R. L. M. 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology* **17**, 540-543.

PLATZMAN, E. S., PLATT, J. P. y OLIVIER, P. 1993. Paleomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco. *J. Geol. Soc. London* **150**, 707-718.

POLLACK, H. N. y CHAPMAN, D. S. 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithosphere thickness. *Tectonophysics* **38**, 279-396.

POLYAK, B. G., FERNÀNDEZ, M., KHUTORSKOY, M. D., SOTO, J. I., BASOV, I. A., COMAS, M. C., KHAIN, V. Y., ALONSO, B., AGAPOVA, G. V., MAZURAVA, I. S., NEGREDO, A., TOCHITSKY, V. O., DE LA LINDE, J., BOGDANOV, N. A. y BANDA, E. 1996. Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics* **263**, 191-218.

POSADAS, A. M., VIDAL, F., MORALES, J., PENA, J. A., IBANEZ, J. y LUZON, F. 1993. Spatial and temporal analysis of a seismic series using a new version of the three point method: application to the 1989 Antequera (Spain) earthquakes. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* **80**(3-4), 159-168.

PULIDO-BOSCH, A., SÁNCHEZ-MARTOS, F., MARTÍNEZ-VIDAL, J. L. y NAVARRETE, F. 1992. Groundwater problems in a semiarid area (Low Andarax River, Almeria, Spain). *Environmental Geology and Water Sciences* **20**(3), 195-204.

PULIDO-BOSCH, A., SÁNCHEZ-MARTOS, F., PADILLA, A., NAVARRETE, F., MARTÍNEZ-VIDAL, J. L., AGUILERA, P., GARRIDO, A. y PÉREZ-PARRA, J. 1992. Considerations hydrochimiques sur le thermalisme dans les materiaux carbonates du bas et moyen Andarax (Almeria, Espagne). En: *Cinquieme colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissure* (edited by CHAUVE, P. y ZWAHLEN, F.). *Annales Scientifiques de l'Universite de Besancon, Memoire* **11**. Universite de Besancon, Besancon, France, 215-232.

QIANG, Z., WENYAO, Z. y YONGQIN, X. 1999. Global plate motions models incorporating the velocity field of ITRF96. *Geophys. Res. Lett.* **26**(18), 2813-2816.

RANALLI, G. 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. En: *Orogeny Through Time* (Eds.: BURG, J. P. y FORD, M.). *Geological Society Special Publication* **121**. Geological Society of London, 19-37.

RANALLI, G. 2000. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics* **30**, 3-15.

REILLY, W. I., FREDRICH, G., HEIN, G. W., LANDAU, H., ALMAZÁN, J. L. y CATURLA, J. L. 1992. Geodetic determination of crustal deformation across the Strait of Gibraltar. *Geophysical Journal International* **111**(2), 391-398.

RIMI, A. 1993. Geothermics of the Essaouira basin Morocco. *Canadian Journal Earth Sciences* **30**, 1049-1055.

RIMI, A. 1999. Mantle heat-flow and geotherms for the main geologic domains

in Morocco. *Inter. J. Earth Scienc.* **88**(3), 458-466.

RIMI, A., CHALOUAN, A. y BAHI, L. 1998. Heat flow in the westernmost part of the Alpine Mediterranean system (the Rif, Morocco). *Tectonophysics* **285**, 135-146.

RIMI, A. y LUCAZEAU, F. 1987. Heat flow density measurements in northern Morocco. *Journal of African Earth Sciences* **6**(6), 835-843.

RODRÍGUEZ PASCUA, M. A., DE VICENTE, G., CALVO, J. P. y PÉREZ-LÓPEZ, R. 2003. Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late miocene in the external Betic Chain (Spain): relationship by 'b' value and the fractal dimension. *J. Struct. Geol.* **25**(5), 749-763.

RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., COMAS, M. C., SORIA, J., MARTÍN-PÉREZ, J. A. y SOTO, J. I. 1999. The sedimentary record of the Alboran Basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. En: *Procceding of the Ocean Drilling Program. Sci. Results* (Eds.: ZHAN, R., COMAS, M. C. y KLAUS, A.) **161**, College Station, Texas, 69-75.

RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y MARTÍN PENELA, A. J. 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas (northeastern Alboran Sea). *Geodin. Acta* **6**(4), 255-270.

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**(6), 613-616.

ROSENBAUM, G., LISTER, G. S. y DUBOZ, C. 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* **359**(1-2), 117-129.

ROYDEN, L. H. 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* **12**, 629-638.

RUANO, P., GALINDO-ZALDIVAR, J. y JABALOY, A. 2000. Evolución geológica desde el Mioceno del sector noroccidental de la Depresión de Granada (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Española de Geología* **13**(1), 143-155.

RUTTER, E. H. y BRODIE, K. H. 1991. Lithosphere rheology - a note of caution. *Journal of Sructural Geology* **13**(3), 363-367.

SACCOROTTI, G., CARMONA, E., IBÁÑEZ, J. M. y DEL PEZZO, E. 2002. Spatial characterization of Agron, southern Spain, 1988-1989 seismic series. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **129**, 13-29.

SÁNCHEZ-GÓMEZ, M., AZAÑÓN, J. M., GARCÍA-DUEÑAS, V. y SOTO, J. I. 1999. Correlation between the metamorphic rocks recovered from Site 976 and the Alpujarride rocks of the Western Betics. En: *Proceedings ODP, Scientific Results* (Eds.: KLAUS, Z., COMAS, M. C. y KLAUS, A.) **161**. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 307-318.

SANZ DE GALDEANO, C., LÓPEZ CASADO, C., DELGADO, J. y PEINADO, M. A. 1995. Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. *Tectonophysics* **248**, 293-302.

SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. 1992. Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research* **4**, 21-36.

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.

SEBER, D., BARAZANGI, M., IBENBRAHIM, A. y DEMNATI, A. 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betics mountains. *Nature* **379**, 785-790.

SELLA, G. F., DIXON, T. H. y MAO, A. 2002. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.* **107**, B4, 2081, doi: 10.1029/2000JB000033.

SERRANO, I., MORALES, J., ZHAO, D., TORCAL, F. y VIDAL, F. 1998. P-wave tomographic images in the Central Betics-Alboran Sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for continental collision. *Geophys. Res. Lett.* **25**(21), 4031-4034.

SIBSON, R. H. 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* **72**(1), 151-163.

SIBSON, R. H. 1986. Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**, 149-175.

SIBSON, R. H. 2002. Continental fault structure and the shallow earthquake source. En: *Extensional Tectonics: Faulting and Related Processes* (Eds.: HOLDSWORTH, R. E. y TURNER, J. P.). *Key Issues in Earth Sciences* **2**. The Geological Society of London, London, 107-133.

SIMPSON, C., WHITMEYER, S. J., DE PAOR, D. G., GROMET, L. P., MIRO, R., KROL, M. A. y SHORT, H. 2001. Sequential ductile to brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. En: *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening* (Eds.: HOLDSWORTH, R. E., STRACHAN, R. A., MAGLOUGHLIN, J. F. y KNIPE, R. J.). *Geological Society Special Publication* **186**. Geological Society of London, London, 233-255.

SMITH, W. H. F. y SANDWELL, D. T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* **277**, 1957-1962.

SOTO, J. I., COMAS, M. C. y DE LA LINDE, J. 1996. Espesor de sedimentos en la Cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida. *Geogaceta*(20(2)), 382-385.

SOTO, J. I., COMAS, M. C. y TALUKDER, A. R. 2003. Evolution of the Mud Diapirism in the Alboran Sea (Western Mediterranean). En: *2003 AAPG International Conference & Exhibition*, Barcelona (España).

SRIVASTAVA, S. P., ROEST, W. R., KOVACS, L. C., OAKEY, G., LEVESQUE, 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., ALGUACIL, G. y MORALES, J. 2001. The relative location of multiplets in the vicinity of the Western Almeria (southern Spain) earthquake series of 1993-1994. *Geophysical Journal International* **146**, 801-812.

STICH, D., AMMON, C. J. y MORALES, J. 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* **108**, 2148, doi10.1029/2002JB002057.

TADILI, B., RAMDANI, M., BEN SARI, D., CAHPOCHNIKOV, K. y BELLOT, A. 1986. Structure de la croûte dans le nord du Maroc. *Ann. Geophys.* **4**(B,1), 99-104.

TALUKDER, A. R., COMAS, M. y SOTO, J. I. 2003. Pliocene to Recent mud diapirsm and related mud volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean). En: *Mobilisation of subsurface sediments* (Eds.: A. MALTMAN, RENSBERGEN, P. V., MORLEY, C. y CARTWRIGHT., J.). Geol. Soc. London, Spe. Publ., London.

TALUKDER, M. A. R. 2003. La Provincia Diapírica de lodo en la Cuenca Oeste del Mar de Alborán: Estructuras, Génesis y Evolución. Tesis Doctoral, Granada.

TORNE, M. y BANDA, E. 1992. Crustal thinning from the Betic cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.* **12**, 76-81.

TORNE, M., BANDA, E., GARCÍA-DUEÑAS, V. y BALANYÁ, J. C. 1992. Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda Peridotites, Betic-Rifean orogenic belt). *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 163-171.

TORNE, M., FERNÀNDEZ, M., COMAS, M. C. y SOTO, J. I. 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *J. Geophys. Res.* **105**(B2), 3209-3228.

TORRES-ROLDÁN, R. L., POLI, G. y PECCERILLO, A. 1986. An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea - Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundsch.* **75**, 219-234.

TSENN, M. C. y CARTER, N. L. 1987. Upper limits of power law creep of rocks. *Tectonophysics* **136**, 1-26.

TUBIA, J. M. y GIL IBARGUCHI, J. L. 1991. Eclogites of the Ojen nappe: a record of subduction in the Alpujárride complex

(Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Geol. Soc. London* **148**, 801-805.

TURCOTTE, D. L. y SCHUBERT, G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press.

VITORELLO, I. y POLLACK, H. N. 1980. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of the continents. *J. Geophys. Res.* **85**, 983-995.

WATTS, A. B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.

WATTS, A. B., PLATT, J. P. y BUHL, P. 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Research* **5**, 153-177.

WEIJERMARS, R. 1985. Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (W-Mediterranean). *Geologie en Mijnbouw* **64**, 349-356.

YELLES, K., LAMMALI, K., MAHSAS, A., CALAIS, E. y BRIOLE, P. 2004. Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw = 6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.

ZAPPONE, A., FERNÀNDEZ, M., GARCÍA-DUEÑAS, V. y BURLINI, L. 2000. Laboratory Measurements of Seismic P-Wave Velocities on Rocks from the Betic Chain (Southern Iberian Peninsula). *Tectonophysics* **317**(3-4), 259-272.

ZECK, H. P., ALBAT, F., HANSEN, B. T., TORRES-ROLDÁN, R. L., GARCÍA-CASCO, A. y MARTÍN ALGARRA, A. 1989. A 21±2 M.a. age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics* **169**, 215-220.

ZECK, H. P., KRISTENSEN, A. B. y WILLIAMS, I. S. 1998. Post-collisional volcanism in a sinking slab setting - crustal anatectic origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alborán volcanic province, southeastern Spain. *Lithos* **45**, 499-522.

ZECK, H. P., MONIE, P. y VILLA, I. M. 1992. Very high-rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain - Reply. *Geology* **20**(11), 1053-1054.

ZEYEN, H. y FERNÀNDEZ, M. 1994. Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis; application to the NE Spanish geotransect. *J. Geophys. Res.* **99**(B9), 18,089-18,102.

ANEXO I: DATOS GEOFÍSICOS

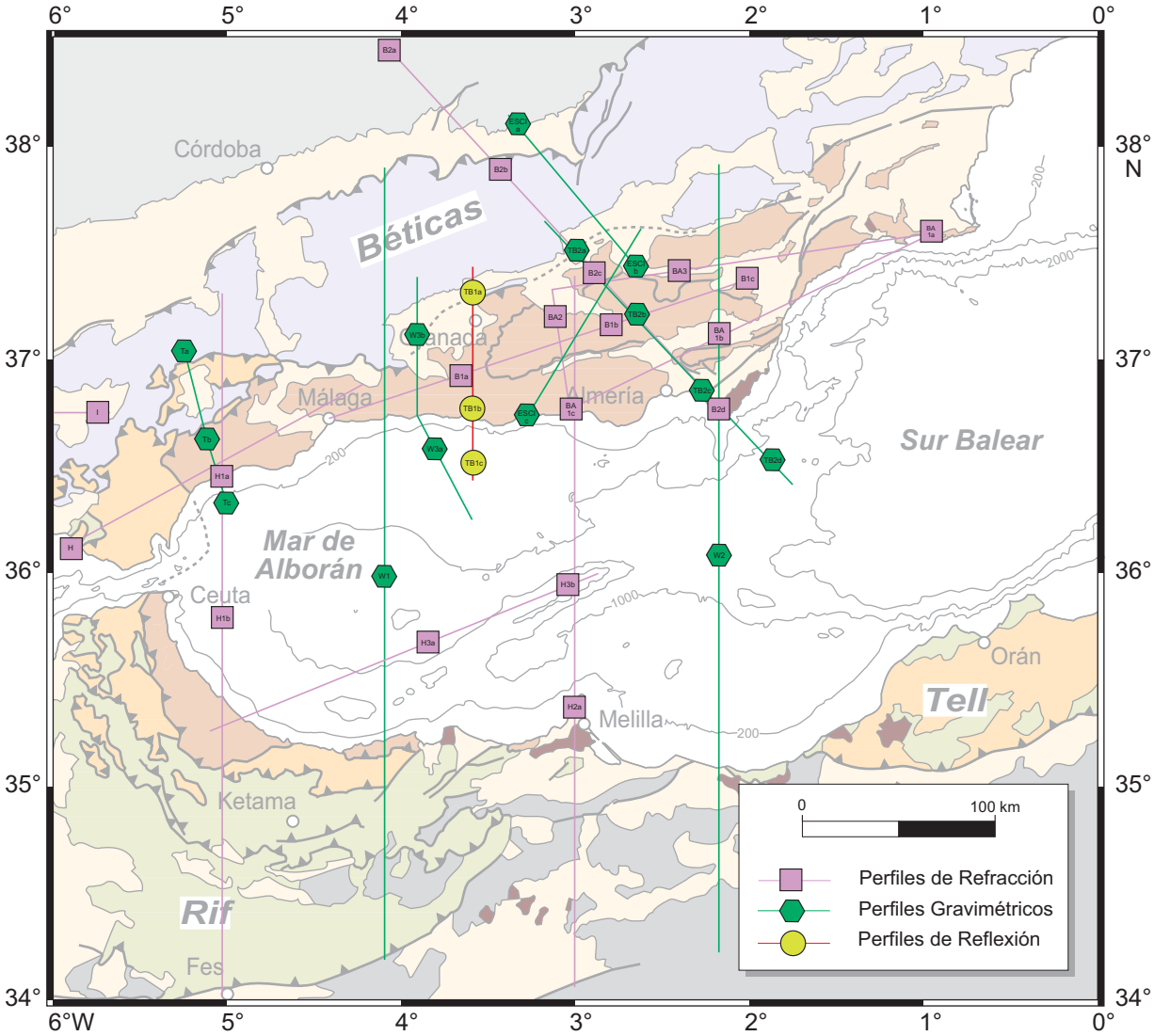
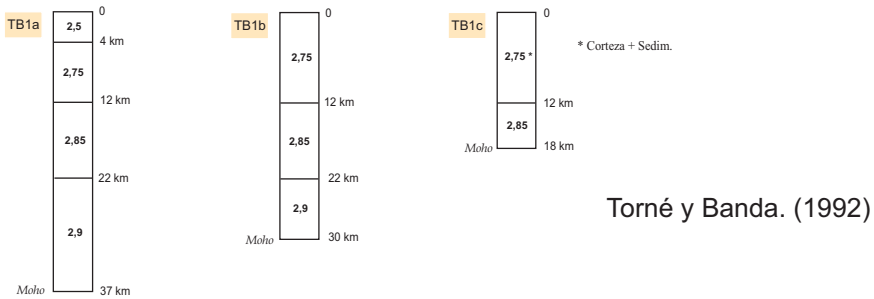


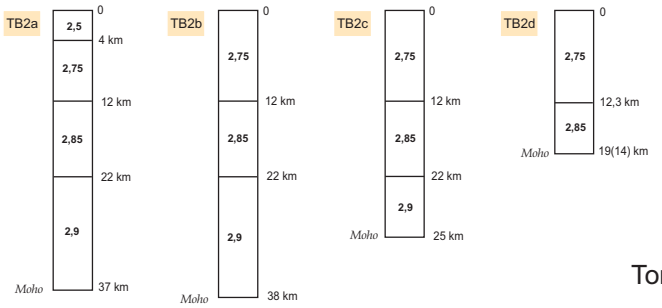
Figura A.1. Mapa de posicionamiento de los datos geofísicos recopilados: perfiles sísmicos de reflexión y refracción; perfiles gravimétricos. Los modelos corticales propuestos para cada perfil están detallados en este anexo. La geología ha sido tomada de la Figura 2.3.

Sísmica de reflexión

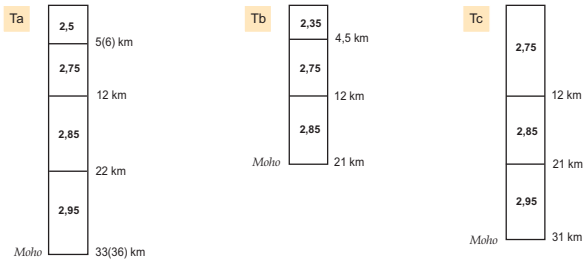


Torné y Banda. (1992)

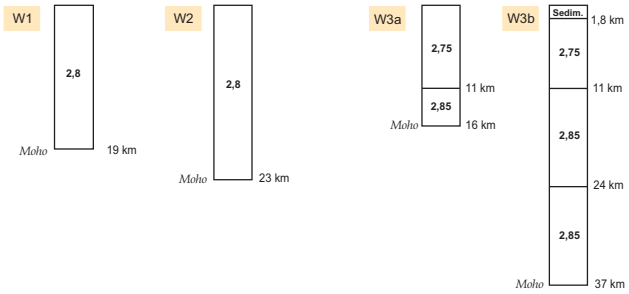
Perfiles de modelización gravimétrica



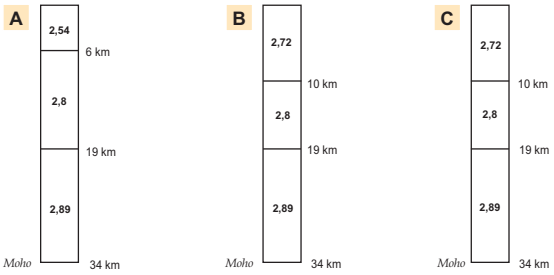
Torné y Banda (1992)



Torné et al. (1992)

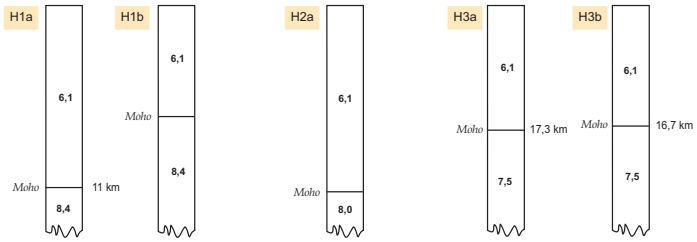


Watts et al. (1993)

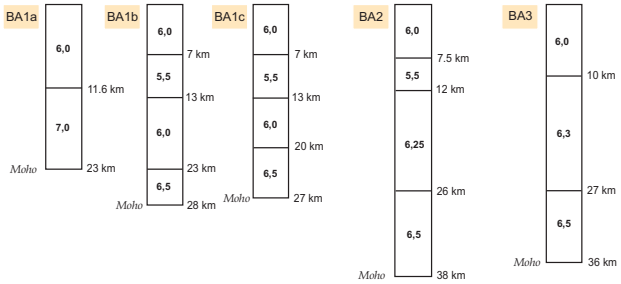


ESCI-Béticas
Galindo-Zaldívar (1997)

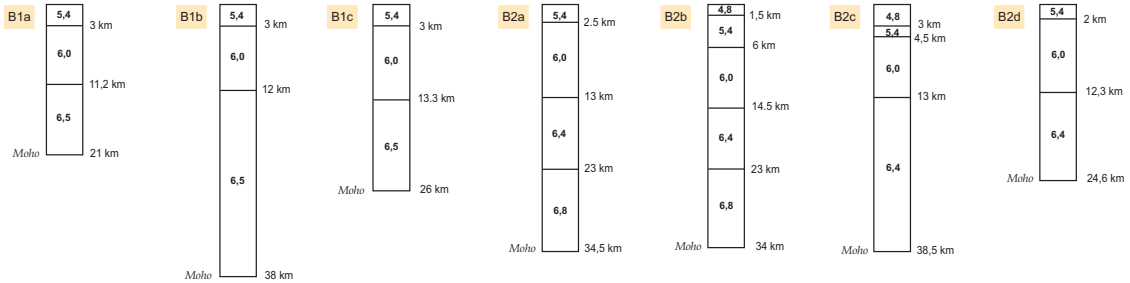
Sísmica de refracción



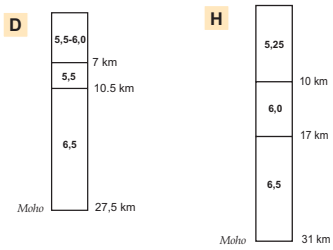
Hatzfeld et al. (1978)



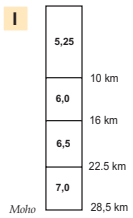
Banda y Ansorge (1980)



Banda et al. (1993) y García Dueñas et al. (1994)



Barranco et al. (1990)



Medialdea et al. (1986)

ANEXO II: PARÁMETROS DEL FLUJO DÚCTIL

Con este anexo adjunta una revisión actualizada de algunos de los valores de los parámetros que usualmente se emplean para caracterizan el flujo dúctil en la litosfera. ε_0 es la constante de Dorn para el flujo dúctil (Pa/s); E es la energía de activación (kJ/mol) y n es una constante o factor de esfuerzo.

	ε_o (MPa/s)	**E** (kJ/mol)	**n**	
Qtz (C. Sup.)	$2,5 \times 10^{-8}$	148	2,4	
C. Profunda	$3,2 \times 10^{-3}$	250	30	*Lynch y Morgan (1987)*
Manto (Ol)	10^{3}	550	3,0	
Qtz dry (C. Sup.)	$1,26 \times 10^{-3}$	434	2,86	*Kusznir y Park (1986)*
Qtz dry (C. Sup.)	$2,91 \times 10^{-3}$	151	1,8	
C. Intermedia	5×10^{-6}	220	3,2	*Behn et al. (2002)*
C. Profunda	$1,9 \times 10^{2}$	485	4,7	
Manto	10^{3}	520	3,0	
Qtz wet	$3,2 \times 10^{-4}$	154	2,3	*Ranalli (2000)*
Pl dry	$3,2 \times 10^{-4}$	238	3,2	
Qtz dry	$3,5 \times 10^{-5}$	1230	1,9	
Diorita	$1,3 \times 10^{-3}$	219	2,4	*Lowry y Smith (1995)*
Ol dry	$6,3 \times 10^{4}$	533	3,5	
Diorita	1	485	4,7	*Mackwell et al. (1998)*
Ol dry	28840	529,9	3,6	*Tsenn y Carter (1987)*
Ol wet	417	493	4,5	
Qtz puro	$3,3 \times 10^{-3}$	150	4,0	*Luan y Paterson (1992)*
Qtz impuro	$3,3 \times 10^{-3}$	150	2,3	
Qtz	$1,1 \times 10^{-4}$	223	4,0	*Gleason y Tullis (1995)*
Qtz dry	$6,7 \times 10^{-12}$	268	6,5	
Qtz wet	$4,4 \times 10^{-3}$	230	2,6	
Diabasa	$5,2 \times 10^{2}$	356	3,0	*Turcotte y Schubert (2002)*
Ol dry	$4,2 \times 10^{5}$	523	3,0	
Ol wet	55080	398	3,0	
Ol dry	$2,4 \times 10^{5}$	540	3,5	*Karato et al. (1986)*
Ol wet	$1,9 \times 10^{5}$	420	3,0	