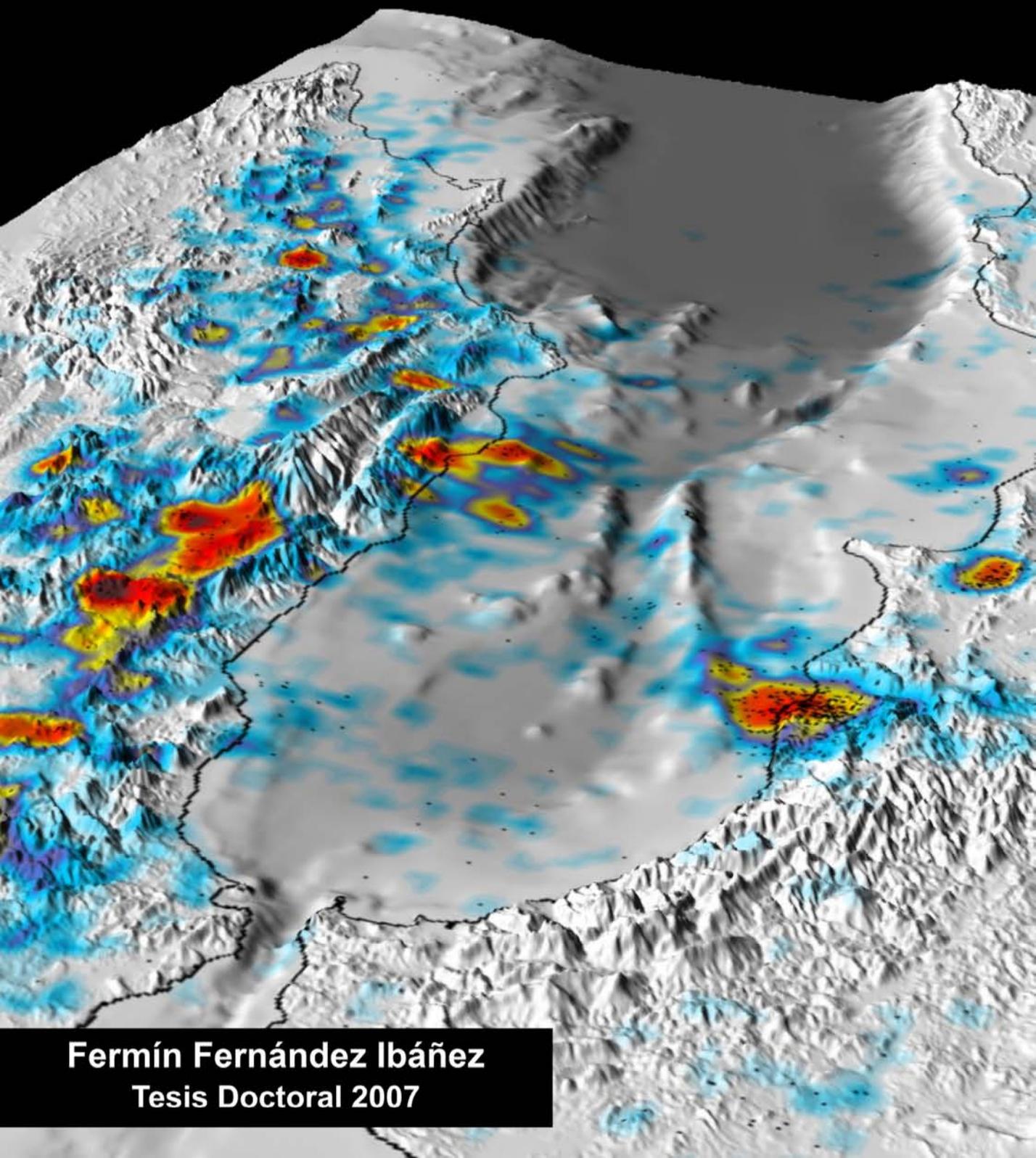


# Sismicidad, reología y estructura térmica de la corteza en el Arco de Gibraltar



Fermín Fernández Ibáñez  
Tesis Doctoral 2007

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: Fermín Fernández Ibáñez  
D.L.: Gr. 291-2007  
ISBN: 978-84-338-4238-1



Departamento de Geodinámica  
Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra  
(CSIC-UGR)



# Sismicidad, reología y estructura térmica de la corteza en el Arco de Gibraltar

TESIS DOCTORAL

Memoria de Tesis Doctoral presentada por D. Fermín Fernández Ibáñez para optar al Grado de Doctor en Ciencias de la Tierra por la Universidad de Granada.

Granada, 29 de enero de 2007

Fdo. Fermín Fernández Ibáñez

Vº Bº del Director

Vº Bº del Director

Fdo. Dr. Juan Ignacio Soto Hermoso

Fdo. Dr. José Morales Soto

UNIVERSIDAD DE GRANADA

2007



*A mi familia*

*“El ojo que ves,  
no es ojo porque tu lo veas,  
es ojo porque te ve”*

*A. Machado*



# AGRADECIMIENTOS

*Ya han pasado cuatro años -¡qué se dice pronto!- desde que comencé con un proyecto de Tesis Doctoral que hoy se concreta en esta memoria. A lo largo de estos años he tenido la gran suerte de viajar y vivir experiencias únicas y enriquecedoras, tanto a nivel personal como profesional, que me han permitido madurar en muchos aspectos. Pero lo más importante es que me lo he pasado bien, muy bien, que he disfrutado y me siento satisfecho. Y todo ello ha sido gracias a grandes personas que han confiado en mí, a las que aprecio y quiero transmitir mis agradecimientos más sinceros a través estas líneas.*

*En primer lugar quiero agradecer a Juan Ignacio Soto, mi amigo y director de tesis con quien siempre estaré en deuda, por todo lo que me ha enseñado y aportado durante los años que nos conocemos. Sin él no habría sido posible desarrollar este trabajo. Gracias por haberme tratado como un colega más, por tu apoyo sincero y ánimo en los momentos bajos. Nunca olvidaré las salidas al campo, las tortas de Purullena, las almendríllas y las frutas tropicales que tanto te gustan.*

*A José Morales, mi otro director de tesis, que me ha facilitado un lugar de trabajo en el Instituto Andaluz de Geofísica y el acceso a su base de datos. Gracias por tus consejos y tu tiempo, que sé que es poco.*

*A Manel Fernández, que me ha ayudado con una parte importante de esta tesis, que siempre ha estado dispuesto a echarme una mano y que ha sido casi otro director de tesis. Gracias por tus consejos y conversación afable.*

*A Antonio García Casco, por su ayuda con la petrología y la modelización de los procesos de fusión parcial. ¡Eres un monstruo!*

*A Menchu Comas, investigadora principal de proyecto en que se inserta este trabajo de tesis y que respaldó mi solicitud de beca predoctoral. Gracias por esta oportunidad.*

*Quiero agradecer a Jesús Ibáñez la oportunidad que me brindó al poder participar en la Campaña Antártica 2003/2004. Ésta ha sido sin duda una experiencia única e irrepetible en la que hice grandes amigos: Raúl, Carlos, Chechu, Alberto, Manolo...*

*A Mark Zoback, que tan amablemente me acogió en su grupo “Stress and Crustal Mechanics Group” de la Universidad de Stanford (California) y que me ofreció la posibilidad de participar y conocer de primera mano el proyecto SAFOD. Nunca olvidaré a la gente que allí conocí: Amy, Rafael, Simona y Thomas. Y en especial a Franklin y a Ezequiel que me hicieron sentir como en casa durante mi paso por Stanford, gracias amigos.*

*A mis compañeros precarios que han sido la “salsa de la vida” durante estos años: Claudio, que sigue sin enterarse que los italianos importan el aceite de Andalucía. Concha, que en menos de lo que ella cree se verá escribiendo también los agradecimientos de su tesis. David, que parece que fue ayer cuando nos cruzábamos en el pasillo, el uno siempre con un papel en la mano y el otro con un cigarro. A Julia, que “ya que está, pues cena”. Vicente, un buen amigo con el que aún me quedan muchos desayunos que compartir (y representante de ESRI en sus ratos libres). Pedro, gracias él todos sabemos lo que le pasa a los “cachondos”. Y a todos los demás compañeros, a los antiguos (Fernando, Carlos, Pa, Asrar, Alpiste, Sandra, Javi Carrillo, Guillermo, Isa) y a los de ahora (Antonio Pedrera, Carlos, Ana, Silvia, Francis, Iñaki, Antonio Acosta, Pedro, Rocío, los José Marías, Ana, José Alberto...). Y no quiero olvidar a la gente de Cartuja que siempre ha tenido un trato excelente conmigo y con los que he compartido muy buenos momentos: los Enriques, Merché, Javi, Flor, Daría, Benito, Inma, Gerardo, Paco Carrión, Daniel.*

*A mis amigos de siempre: Javi, Manolo (el primo) y Matu. Y a mis geólogos favoritos: Antoñico, José Torre, Fran, Pepe Diego, Kiki, Diego, Isidro, J.C. “El Pelos”, Carmelo, Deiby, Josemi, Fidel, Rafa y Emilio.*

*Y por último lo más importante, a mi familia, a Fermín e Ino (mis padres) y a Olivia (mi hermana), que con su cariño y apoyo me han animado durante todos estos años. Y especialmente a Shaila, que ha sido una de las personas que más me ha ayudado en los momentos difíciles, animándome a proseguir. Gracias por tu paciencia y por ser tan comprensiva durante los meses de escritura de esta tesis, porque estoy seguro que he sido insoportable. Gracias además por tu disposición constante para echarme una mano en los momentos de más trabajo.*

*Este trabajo de tesis doctoral ha sido realizado en con el respaldo del programa nacional de Formación del Profesorado Universitario (FPU-MEC) y el proyecto SAGAS (CTM2005-08071-CO3-01/MAR). Con el apoyo adicional del proyecto CGL2005-04541CO3-01-BTE y en el marco del proyecto CSD2006-00041 (Estudios integrados de topografía y evolución 4D: Topo-Iberia).*

# Extended Abstract

## INTRODUCTION (Chapter 1)

The boundary between the African and Eurasian plates in the Western Mediterranean is defined by a broad zone of deformation and strain partitioning, being discussed the location and nature of deformation in the contact between the two plates. This PhD. Thesis is mainly focused on the thermal and rheological structure of the crust, looking for connections between geological and geophysical observables that may help to depict the present-day pattern of deformation within crustal levels in the westernmost Mediterranean.

The main objectives of this PhD Thesis are detailed below:

- Characterize the thermal structure of the crust for estimating incidence of temperature in active deformation and eventually in partial melting processes.
- Develop a rheological model robust enough where seismological data can be integrated to value main constraints on earthquake distribution and rheological stratification of the crust.
- Establish the present-day stress field in the Gibraltar Arc, characterizing possible sources of stress perturbations as lateral density contrasts, sediment loading or mayor active strike-slip faults. In this manner, it would be possible to analyze deformation partitioning within the Gibraltar Arc.
- Inspect the topographic surface as the mirror of processes occurring in the deep crust.

Following to accomplish these objectives the author of would like this PhD Thesis to be useful, and somehow provocative, being matter of scientific discussion within all those researchers interested in the region as well as the processes analyzed here.

## **TECTONIC SETTING (Chapter 2)**

The Betics (in southern Spain) and Rif (in northern Morocco) mountain chains (Figure 2-1) form the westernmost Alpine orogenic belt in the Mediterranean. The Alboran Sea Basin, in continuity to the East with the Algerian Basin, is located in the inner part of one of the most arcuate orogenic belt in the world, the Gibraltar Arc (Figure 2-2).

The Gibraltar Arc involves four pre-Neogene crustal domains (Figure 2-3): (1) the South Iberian and Maghrebian passive continental margins: corresponding to the External Zones of the Betics and Rif, respectively and formed of Mesozoic and Tertiary sedimentary rocks; (2) the Flysch Trough Units: mainly represented in the Rif and Tell regions comprising sediments that originally occupied troughs over oceanic or very thin continental crust; and (3) the Alboran Crustal Domain: Paleozoic and Mesozoic rocks constituting the Betic-Rif Internal Zones and the floor of the Alboran Sea, which is composed by a thrust-stack of three nappe complexes.

The Alboran Sea Basin has three main sub-basins: the West Alboran Basin, the East Alboran Basin, and the South Alboran Basin, separated by several ridges, seamounts, and troughs that configure a complex, seafloor morphology (Figure 2-3). The Alboran Ridge is the most outstanding feature, a NE-SW trending ridge that is bounded by large strike-slip faults (Bourgeois *et al.*, 1992; Campos *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1997). Major sedimentary accumulations are located in the West Alboran Basin (> 8 km thick, av. water depth= 1000 m) defining an elongated depocenter of NNW to NNE trend that mimic the Gibraltar Arc curvature, turning to an E-W direction along the northern margin of the Alboran Sea (Comas *et al.*, 1992, 1999; Watts *et al.*, 1993; Soto *et al.*, 1996; Chalouan *et al.*, 1997). In the South Alboran Basin maximum sediment accumulations reach 3 km thick, and up to 2-3 km in the East Alboran Basin (av. water depth= 1200 m) at the transition towards the Algerian Basin (Algerian Basin; av. water depth= 2500 m) (Comas *et al.*, 1995; Soto *et al.*, 1996; Mauffret *et al.*, 2004).

On land, the mountain ranges strike parallel to the shoreline with altitudes that reach more than 3000 m in the Sierra Nevada mountain range (central and eastern Betics). Although topography reproduces the arcuate shape of the orogenic belt; the highest elevations are located in the eastern side of the Arc, far away from the frontal part (cf. Figure 2-1).

The Gibraltar Arc was formed during the Neogene, in a general Eurasian-African plate convergence setting, from simultaneous westward migration of the mountain front and late-orogenic extension (e.g., Dewey, 1988; Platt and Vissers, 1989; Jolivet and Faccena, 2000). Although it has been argued that late orogenic extension was superimposed on an earlier collisional orogen (e.g., Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Azañón and Crespo-Blanc, 2000; Martínez-Martínez *et al.*, 2002), the causes for extension are still under debate (e.g., Platt *et al.*, 1998). Since the late Tortonian, a compressional regime, accounted for a general contractive structural reorganization of the arc (e.g., Montenat *et al.*, 1987; De Larouzière *et al.*, 1988). Holocene wrench systems produced shortening of the whole region with concomitant uplifting and progressive emersion at the marine-basin margins (e.g., Comas *et al.*, 1992; 1999). These structures are suggested to control most of the deformation in south-

eastern Betics and East Alboran Basin during the Neogene (e.g., Bousquet, 1979; Montenat, 1990; Sanz de Galdeano, 1990; Álvarez-Marrón, 1999). Some segments of these strike-slip faults show evidence for active faulting during Quaternary (e.g., Keller *et al.*, 1995; Martínez-Díaz, 2002; Masana *et al.*, 2004; Gràcia *et al.*, 2006).

Deep crustal seismic data and gravity modeling indicate that crustal structure is characterized by an arcuate bulge, parallel to the Gibraltar Arc, with an abrupt thinning from the Betics (maximum crustal thickness of 38 km) and Rif (maximum crustal thickness of 32 km) towards the Alboran Sea (Hatfeld *et al.*, 1978; Torne *et al.*, 1992; Banda *et al.*, 1993; García-Dueñas *et al.*, 1994; Torne *et al.*, 2000; Ziegler and Dèzes, 2006). Crustal thinning occurs uniformly from the margins towards the Alboran Sea with the steepest gradient along the northern margin coinciding with the shoreline (e.g., Torne and Banda, 1992; Gallart *et al.*, 1995; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997; Torne *et al.*, 2000). The East Alboran Basin has a thinned continental crust (<15 km), which towards the Algerian Basin achieves most probably an oceanic nature (Comas *et al.*, 1995; Mauffret *et al.*, 2004).

The lithosphere structure also shows an arcuate lithosphere mantle bulge that mimics the Gibraltar Arc (lithosphere thickness of 130 km with 60-65 mW m<sup>-2</sup>) and a severe mantle thinning in the Alboran Sea (60-50 km with >90 mW m<sup>-2</sup>) (Polyak *et al.*, 1996; Torne *et al.*, 2000), that is floored by an anomalous lithosphere mantle (Hatfeld *et al.*, 1978; Seber *et al.*, 1996a, 1996b; Calvert *et al.*, 2000a).

The main geodynamic models proposed to explain the formation of the Gibraltar Arc (Figure 2-7) can be summarized as: (1) post-orogenic collapse (e.g., Platt and Vissers, 1989; Platt *et al.*, 2003), (2) lithosphere delamination (García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992; Seber *et al.*, 1996a, 1996b; Calvert *et al.*, 2000a, 2000b), and (3) “roll-back” of a subduction zone beneath the Alboran region (Royden, 1993; Lonergan and White, 1997). There are many other subduction models that consider different geometries and directions for the subducting slab (Zeck, 1997; Morales *et al.*, 1999; Jolivet and Faccena, 2000; Gutscher *et al.*, 2002; Faccena *et al.*, 2004). Slab roll-back towards the West, accommodated by E-W lithosphere tearing along the southern margin of the Alboran Sea has also been proposed recently to explain collectively, the strong curvature of the Arc, the lithosphere slab seen in tomography (Blanco and Spakman, 1993; Piromallo and Morelli, 2003; Spakman and Wortel, 2004), and the limited N-S distance between the Eurasian and African plates throughout the Neogene (Wortel and Spakman, 2000; Duggen *et al.*, 2003, 2004; Spakman and Wortel, 2004).

Based on the geodetic observations available in southern Iberia and northern Africa, the different models depict a broad area of deformation with oblique convergence of Africa towards the NW with respect to fixed Eurasia (e.g., DeMets *et al.*, 1994, Nocquet *et al.*, 2001; Fernandes *et al.*, 2003; Nocquet and Calais, 2003, 2004) (Figure 2-9). Local GPS observations in the Rif and in the vicinity of the Strait of Gibraltar in western Betics (e.g., Reilly *et al.*, 1992; Nocquet and Calais, 2004) suggest a lateral escape of the Gibraltar Arc domain to the South and to the West (Fadil *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2006) (Figure 2-10).

### **SEISMICITY (Chapter 3)**

Seismic data gathered for this study belong to the Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) permanent network which is spread over the southern Iberian Peninsula and the Mediterranean coast of Morocco (Figure 3-1). The temporal window selected for this study covers the 1992-2004 period. Such temporal earthquake selection has been also filtered by magnitude ( $M > 1.5$ ), number of stations ( $N > 4$ ), and RMS ( $< 0.4$ ) in order to obtain a reliable database to analyze. For the studied area, the complete IAG catalogue consists of more than 30,000 events that are reduced to 7506 events after applying these filters.

The seismicity in the Gibraltar Arc is characterized by frequent intermediate-magnitude earthquakes ( $M_w < 5.5$ ), abundant shallow depth, crustal earthquakes; but also intermediate depth, mantle seismic events (30-150 km) and few deep earthquakes (~600 km) (Grimison and Chen, 1986, 1988; Buform *et al.*, 1991) (Figure 3-2). A common fact in the region is that seismic events tend to concentrate forming seismic swarms (Figure 3-5).

Depth distribution of filtered seismicity shows that 88% (6394 events) of seismicity correspond to crustal earthquakes, whereas 12% (812 events) is located in the mantle. Most of the seismic activity is also confined to shallow crustal levels (85% at  $< 15$  km) and mantle seismicity is mostly located within the uppermost 100 km (av.  $37 \pm 18$  km). Frequency depth distribution of crustal seismicity shows a unimodal distribution of events with two remarkable maximums located at 5 km and 10 km depth (Figure 3-6).

The earthquake location used could be affected by errors in depth determination ( $\pm 1$  km), due to the dependence of depth on the velocity model (Posadas *et al.*, 2002). The latter observation could be a source of error for those earthquakes located far from the IAG network because the velocity model used consists of three horizontal layers with constant seismic properties. This model does not reproduce the sharp crustal thickness variations occurring in the Alboran Sea margins. The high frequency depth distribution values observed at 5 km and 10 km likely represents a shortcoming of the velocity model (Figure 3-7). In spite of these considerations, the feasibility of the IAG database has been largely demonstrated to be reliable enough to accomplish a regional study similar to the one presented here (see discussion in Posadas *et al.*, 2002).

### **PRESENT-DAY STRESS FIELD (Chapter 4)**

Four different types of data have been used to reconstruct the present-day tectonic stress in the Gibraltar Arc: borehole breakouts, earthquake focal mechanisms, in-situ stress measurements (hydraulic fracturing), and young geologic data (fault slip). See Figures 4-5 and 4-9 for data location; and Tables 4-1 to 4-5 for datasets.

A total of 12 data sets from wells with four-arm caliper tool were available along the Betics and Alboran Sea. Zones of wellbore enlargement were recognized in 11 of the 12 selected wells to depths up to 3450 m. Mean orientation and standard deviation for each well have been used to classify the quality of the wells following the borehole quality ranking criteria of

Zoback and Zoback (1991). Table 4-2 summarizes the results of breakout analysis performed in the selected wells, displaying depth interval with breakouts as well as the assigned quality due to the computed standard deviation and the total length of breakouts (3 wells with A-Quality, 1 with B-Quality, 4 with C-Quality, 3 with D-Quality, and 1 with E-Quality). Because there is no constraint on stress magnitude (by means of leak-off tests, for example) the stress regime U (unknown) is given to every well.

Kinematic data from 12 selected faults have been compiled as part of stress field characterization along the Gibraltar Arc (Figure 4-5 and Table 4-3). The stress ellipsoids inverted by other authors for active faults have also been taken into account. Only currently active structures or faults that can be demonstrated to be active during the past 1.65 Ma (i.e., Quaternary) are considered in this study. To determine the present-day stress field measurements of fault strike and dip, and rake of the striae were taken in each station and a calculation of the stress tensor was performed. Results have been tested by means of different stress inversion methods (e.g., Angelier and Gougel, 1979).

Most of the data focal mechanisms data gathered for this study belong to the IAG Regional Moment Tensor Project catalogue ([www.ugr.es/~iag/tensor/](http://www.ugr.es/~iag/tensor/)). The moment tensor inversion method is detailed by Stich *et al.* (2003a). The IGN (Instituto Geográfico Nacional) database and some other published data are used to complete locally this information in regions lying on the edge of the IAG network, with poor azimuth coverage (e.g., West Algeria). There are a total amount of 38 stress indicators derived from the focal mechanisms information which are classified according to how well the mechanisms are constrained and the source of the data (Figure 4-8 and 4-9; Tables 4-4 and 4-5).

The mean orientation of hydraulic fractures coming from two sites complete the entire dataset used to depict stress field in the Gibraltar Arc (Figure 4-5 and Table 4-1).

From these stress indicators it results the Gibraltar Arc stress map that draws a complex stress pattern in the region (Figure 4-10). Overall, the direction of maximum horizontal compression ( $S_{Hmax}$ ) displays a NNW-SSE attitude along North Africa; but nearby the Gibraltar Strait it runs with an E-W orientation. In the central Alboran Sea (along the Alboran Ridge and to the North) the direction of maximum horizontal stress shows an N-S attitude. In the Betics the stress pattern becomes more complex and three different stress provinces can be distinguished: (1) the North Alboran margin, where both onshore and offshore stress indicators evidence that  $S_{Hmax}$  runs sub-parallel to the margin along a narrow zone centered in the coastline; (2) central Betics, where stress indicators display a roughly NW-SE orientation; and (3) eastern Betics, where  $S_{Hmax}$  discloses a nearly constant N-S orientation with some minor local deviations. The Guadalquivir Basin and the frontal thrust of the External Betics in the NW region show a complex stress pattern with low quality indicators that seem to be roughly orientated in a NW-SE direction, with some local deviations that point out the tectonic complexities of the area. There is a lack of data in the East Alboran Basin and its transition to the Algerian Basin and also in the Strait of Gibraltar area. These areas need to be completed with new data in further investigations.

## **THERMAL MODELING (Chapter 5)**

To determine the crustal and lithospheric mantle structure in the Gibraltar Arc it is assumed local isostasy, steady-state thermal regime, and that the base of the lithosphere is defined by the 1350 °C isotherm. Under these conditions there is a non-linear relationship between absolute elevation, surface heat flow, crustal and lithospheric mantle thickness, such that knowledge of two of these variables allows us to calculate the two unknowns (Lachenbruch and Morgan, 1990) (Figure 5-5; eq. (5-21) and eq. (5-22)). Thereby, depending on the data available it is used elevation and surface heat flow as input data to determine the lithospheric structure in the whole region. Elevation was taken from the STRM (NASA-USGS) and GEBCO 97 (IOC-IHO) global datasets. Surface heat flow was taken from the data presented by Polyak *et al.* (1996), Fernández *et al.* (1998b) and Rimi *et al.* (1998), and is completed with the global dataset of Pollack *et al.* (1993), Radiogenic heat production is considered to decay exponentially with depth. Calculations were performed after filtering all the observables with a box-car filter of 80 km wavelength to remove local features.

The sedimentary infill thickness in the main basins has been reconstructed on the base of commercial seismic profiles and well data: Alboran Sea Basin (Soto *et al.*, 1996), Algerian Basin (Yegorova *et al.*, 1997), and Guadalquivir Basin (García-Castellanos *et al.*, 2002) (Figure 5-9). According to sediment density variations measured in wells in the Alboran Sea Basin and  $V_{\text{RMS}}$  conversions from commercial seismic lines, it is estimated a mean value for sediments of 2400 kg m<sup>-3</sup> (if thickness < 4 km) and 2500 kg m<sup>-3</sup> (if thickness ≥ 2500 kg m<sup>-3</sup>), following Gardner *et al.* (1974) (Figure 5-10).

According to the geophysical observations documenting low seismic velocities in the deep crust of the Betics, it is considered a crust lacking of a lower mafic crust for rheological modeling. The entire crust is considered to have a quartz-rich bulk composition. This selection is consistent with the low seismic velocities at the deepest levels of the crust ( $V_p = 6.0\text{-}6.5$  km s<sup>-1</sup>, Banda *et al.* (1993), Carbonell *et al.* (1998), Calvert *et al.* (2000a)). Using the Christensen and Mooney (1995)  $V_p$ -density correlation, a mean crustal density of 2820 kg m<sup>-3</sup> is computed (Figure 5-11). In the lithosphere mantle density is assumed to be temperature dependent (Lachenbruch and Morgan, 1990). Table 5-3 summarizes the entire set of parameters used for thermal modeling.

The calculated crustal and lithosphere structures (Figure 5-16) are mostly in agreement with other models developed in the region (e.g., Torne *et al.*, 2000; Fulla *et al.*, 2007) and with seismic data (e.g., Banda and Ansorge, 1980; Tadili *et al.*, 1986; Banda *et al.*, 1993).

From thermal modeling it is achieved that Moho temperature ( $T_{\text{moho}}$ ) in the region ranges between 320 °C and 820 °C (Figure 5-17d). The deepest crust shows two cool areas ( $\leq 450$  °C), one coinciding with the major sedimentary depocenter of the Alboran Sea (the West Alboran Basin) and the Strait of Gibraltar region, and the other at the transition to the Algerian Basin in the East ( $T_{\text{moho}} \sim 350\text{-}400$  °C), where crustal thickness is less than 10 km. High temperatures are obtained in the central Alboran Sea ( $> 600$  °C) for a crust with a constant thickness of 18-16 km. In the central and eastern Betics the base of the crust shows the highest temperatures of the

region ( $> 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), in an area where the crust thins abruptly towards the Alboran Sea from 32-36 km to 22-20 km. In North Africa, from the eastern Rif to the Tell region, there is a high heat flow region with crustal thickness up to 30 km, where Moho temperature reaches  $\sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

In general, the hotter crustal region ( $T_{\text{moho}} > 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) defines a broad region, extending from the central Alboran Sea to the eastern Betics and southwards to the African foreland, where partial melting conditions are achieved. Partial melting can be reached either under fluid-present conditions or through the water-rich minerals dehydration reaction (muscovite-out and biotite-out reactions). According to this thermal model biotite-dehydration melting conditions are not achieved in the region.

To model melting processes in the crust it is used the approach given by Gerya and Yuen (2003). The petrogenetic grid for metapelite composition, which is considered as a suitable bulk composition for the deep crust of the region (consistent with the low seismic velocity) is used here. In this system three major reactions (*solidii*) control partial melting, one under fluid-present (Figure 5-18) ( $\text{H}_2\text{O}$ -saturated granite *solidus*; reaction (1)) and two under fluid-absent conditions (through dehydration melting of muscovite and biotite, reactions (2) and (3), respectively). Following these authors, the degree of melting (volumetric fraction of melt,  $X_L$ ) is taken to increase linearly with temperature between the *solidus* ( $X_L = 0$ ) and the *liquidus* ( $X_L = 1$ ).

Partial melting conditions have been mapped in the region, and are illustrated in Figure 5-20 by the projection of the average melt volume (in each crustal column by half the maximum  $X_L$ , i.e. 50% of  $X_L$  at the Moho). Considering partial melting through muscovite dehydration, three melt “patches” are founded within this area (Figure 5-20b): one beneath south-eastern Betics, coinciding with the eastern slope of high-elevation mountain ranges and close to a major outcrop of Neogene volcanic rocks, the Cabo de Gata region ( $X_L = 4\text{-}6\%$ ). The second is located under the central Alboran Sea, extending to the NW and SE of the volcanic Alboran Ridge ( $X_L = 4\text{-}6\%$ ). A third one is found in the North Africa region, in the Tell region and to the West where maximum melt volumes are reached ( $X_L = 12\%$ ). Melting in these “patches” occurs in the deeper-most 5 km of the crust through muscovite dehydration when Moho temperatures are higher than  $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## RHEOLOGICAL MODEL (Chapter 6)

Based on the latter thermal model for the Gibraltar Arc region, a rheological model has been performed using a set of equal-spaced one-dimensional strength profiles. The state of stress of the lithosphere is assumed to be lithostatic for brittle failure, providing an intermediate strength between hydrostatic pore pressure ( $\lambda = 0.37$ ) and dry conditions ( $\lambda = 0$ ). In agreement with the density model and seismic velocity data, it is considered creep parameters for silicic (non-mafic) rocks suggested by Lynch and Morgan (1987) to model crustal rheology. These parameters are probably most appropriate for much of the region and represent an intermediate value among the ductile creep parameters for diverse upper to intermediate crustal rocks. A constant strain rate value of  $10^{-16}\text{ s}^{-1}$  is used in the modeled region, in agreement with

estimates obtained through thin-sheet modeling (Jiménez-Munt *et al.*, 2001; Negredo *et al.*, 2002) and global strain rate models (Ward, 1998; Kreemer *et al.*, 2000). Model parameters are summarized on Table 6-2 and uncertainties related to modeling are estimated in Figure 6-4 to Figure 6-6.

Based on the results of the rheological modeling, it will be discussed thereafter the relationships with seismicity distribution within the crust, making special emphasis on the Betics and the northern margin of the Alboran Sea. These results provide constraints for the present-day tectonics of the area and it will be further discussed in Chapter 7.

Modeling results are summarized in Figure 6-7, which shows crustal yield strength (Figure 6-7a and 6-7b) and depth of the BDT for both tensional and compressional tectonic regimes (Figure 6-7c and 6-7d). The maximum crustal yield strength occurs under the Strait of Gibraltar ( $> 2400$  MPa km in tension and  $>4800$  MPa km in compression), describing an open arc that runs under the South Iberian Domain in western Betics ( $>1600$  MPa km in tension and  $>3200$  MPa km in compression) (Figures 6-7a and 6-7b). The minimum crustal strength occurs at the Algerian Basin ( $< 600$  MPa km in tension and  $< 1000$  MPa km in compression), where the crust becomes thin ( $< 12$  km) and heat flow rises to  $120$  mW m<sup>-2</sup>. Maximum YSE gradient runs across the Betics and displays an orientation oblique to the crustal structure. YSE decreases here towards the SE, following the heat flow pattern, with differences over  $1600$  MPa km along  $45$  km in horizontal distance.

The BDT depth for both tensional and compressional regimes is shown in Figures 6-7c and 6-7d, respectively. The difference between both estimates is meaningless, being in average  $1.6 \pm 0.4$  km. The depth of BDT exhibits a pattern similar to the crustal strength, with a maximum depth under the Strait of Gibraltar ( $12$  km for tension and  $10$  for compression) and describing a wide bulge under the north-western front of the arc ( $10-11$  km for tension and  $8-9$  km for compression). Minimum values are located in the East Alboran Basin and its transition towards the Algerian Basin ( $6$  km to  $5$  km under tension and compression, respectively). In the Rif, the BDT shows gradients highly oblique to the crustal structure, resulting in a shallower BDT to the East. Considering the tectonic complexities together and the little differences between the BDT under tensional and compressional regimens in the region, it is used thereafter the BDT as a band limited by these two end-member depths (thickness variation  $\sim 1-2$  km).

We have inspected depth distribution of seismicity dividing the region regularly in sectors of  $100$  km<sup>2</sup> ( $10 \times 10$  km). In each sector it has performed a statistical test to fit focal depth population to a frequency distribution law. Only where the population exceeds  $30$  samples a good fit can be done, resulting in a normal or log-normal Gaussian frequency distribution. For that reason just considered sectors with more than  $30$  events are considered to evaluate the rheological model, comparing therein the focal depth distribution with the BDT depth. The relationships between earthquake distribution and crustal yield strength are illustrated in Figure 6-11 for some representative cases.

Focal depth distribution in the crust matches rheological modeling results, and most of the shallow seismicity occurs within the brittle upper crust (~60% of the crustal seismicity). Maximum earthquake concentrations are immediately above or within the BDT zone (~17%), decaying exponentially below this zone (Figure 6-12). Scatter seismic events are also observed in the deep ductile crust (~5%).

## DISCUSSION (Chapter 7)

### Incidence of partial melting on crust properties

If partial melting occurs in the deep crust it would therefore modify not only the density structure but also the seismic velocity structure of the crust in SE Betics. The corresponding reduction in seismic velocity has been computed using the relationships proposed by Schmitz *et al.* (1997). Considering the maximum melt fractions estimated here and selecting the mean compressional wave velocity for silicic melts given by Rivers and Carmichael (1987) ( $V_p = 2.775 \text{ km s}^{-1}$ ), it is calculated a reduction of  $V_p$  within the melted domains. Considering experimental seismic properties measured by Zappone *et al.* (2000) in rocks of the Alboran Domain, and regarding the global dataset presented by Chritensen and Mooney (1995) for the most abundant rocks on Earth's surface, it is estimated a likely bulk composition for the deep crust. According to estimates of partial melting, a maximum reduction of 8,5% in  $V_p$  is achieved for the deep crust in central Betics (Figure 7-3). These results are in very good agreement with Zappone *et al.* (2000) who, from petrophysical measurements on rock samples from the Alboran Domain, suggested a 5-7% of partial melting at deep crustal levels in the Betics to make compatible low seismic velocities with rather high densities. Melted domains in the deep crust could deform more easily and would tend to develop a seismic anisotropy (e.g., Holtzman *et al.*, 2003).

In the same way it is computed bulk density variations due to the presence of melt. Calculations show that density in the melted domains is reduced from  $2820 \text{ kg m}^{-3}$  to  $2697 \text{ kg m}^{-3}$  (4.3%) in the region where maximum melt fraction is achieved in Betics ( $X_L \sim 12\%$ ). Thus, bulk density variations may contribute to increase the crustal gravitational energy promoting consequently surface uplift. On the base of the latter assumption it is estimated the incidence of melt volume on surface uplift. In this manner, maximum mean melt fraction reached in Betics ( $X_L \sim 7\%$ ) would contribute in +20 m to hold topography, while the North Africa melted domain would contribute in +80 m.

The large catalogue of uplifted marine terraces described along the Spanish coastline has been used to estimate uplift rates during the Pleistocene (Isotopic Stadium 5c). Calculated uplift rates result in a maximum that matches high topographic elevation and also domains of crustal melting. Thus, suggesting that partial melting processes may contribute to hold topography in the Betics (Figure 7-6).

There is also a large strike-slip fault system that crosscut the Gibraltar Arc from eastern Betics to the Rif affecting the entire crust. Some segments of this fault zone run across the melted domains and exhibit Quaternary deformation, but also scarce seismic activity. Although the interaction between melts and faults deserve to be explored here, one may suggest that melt may escape to fault zones and reduce fault strength, resulting in a creep segment within this major wrench system.

## **Constraints for seismicity**

In agreement with other studies (e.g., Lachenbruch and Sass, 1992; Scholz, 2000), rheological modeling results demonstrate that the seismogenic zone extends below the BDT depth, with a maximum frequency placed within or immediately above the BDT. This observation determines that ~60% of crustal seismicity in the Gibraltar Arc region is located within the brittle upper crust (< 10-11 km). Below the BDT zone, seismicity rapidly decreases with depth, vanishing close to 20 km depth usually when crustal temperatures exceed 450°C. With the rheological model developed in this PhD thesis and comparing with the focal depth distribution of earthquakes, the BDT zone is thought to act as a major gently dipping decoupling horizon in the crust (contains ~16% of crustal seismicity). There are also numerous events located below the BDT, a common observation described in other continental settings (e.g., Willingshofer and Cloetingh, 2003; Chen and Yang, 2004).

Fault displacements during an earthquake can cause a sudden increase in differential stresses and strain rates close to the lower termination of the fault, a transient deflection of the BDT zone, and a zone of elevated strain rates down to the base of the crust (Ellis and Stöckhert, 2004). Aftershocks can therefore nucleate in this case at depths right below the BDT zone. The existence of a domain under the BDT zone where the seismicity frequency displays an exponential decay, may correspond to earthquakes generated due to strain rate perturbations caused after major events. Seismic swarms also induce strain rate perturbations (that last for years) that propagate to the base of the crust, allowing earthquakes to nucleate in the deep crust. It has been tested in central Betics for the Iznájar series (1998) (Figure 7-10).

Earthquakes located within the ductile domain of the deep crust (< 5% of the crustal seismicity) may be also related to domains with low fluid contents, thus representing patches of high strength. The rocks in these domains may have failure under high-temperature-high-pressure conditions if crystal plasticity is unable to accommodate the imposed strain (e.g., Lund *et al.*, 2004).

It has been analyzed the seismogenic fault structures in the Betics and the northern margin of the Alboran Sea that may control the configuration and the most recent evolution of the region. The topography along the central to eastern Betics reveals the occurrence of WNW-ESE to NW-SE, narrow zones with high slopes (>15-16%) (Figure 7-11). These zones usually coincide with the western slope of the most prominent mountain ranges in the Betics. Field observations confirm that they correspond to recent fault scarps, associated to high-angle normal faults dipping westwards (e.g., García-Dueñas *et al.*, 1992; Sanz de Galdeano and López-

Garrido, 1999; Martínez-Díaz and Hernández-Enrile, 2004). The geometry of these faults in depth is still unknown, but it may consist of listric faults or highly dipping planar surfaces. Many of the seismic swarms in the brittle crust are located in front of these large topographic scarps. They image probably the continuation in depth of active faults linked to the structures seen in surface geology. The BDT zone in the Betics and along the northern margin of the Alboran Sea is proposed as gentle horizon where major seismogenic faults tend to merge; thus, explaining the shallow nature of the crustal seismicity in the region. Large normal faults along the western slopes of the mountain ranges converge probably toward the BDT zone, describing a tilted-block geometry in the uppermost crust (Figure 7-12).

The existence of a weak, deep crust flowing northwards from the stretched crustal domains in the offshore area (the Alboran Sea) to the onshore region (e.g., Betics) help support the high elevation area in central Betics (e.g., Block and Royden, 1990; Martínez-Martínez *et al.*, 2004). Necking of the ductile crust and high temperatures in deeper crustal levels promote crustal flow (Clark and Royden, 2000), eventually enhanced by partial melting, resulting in high topographic elevations. A weak, ductile rheology in the lower crust is also supported by the cut-off in seismicity observed at mid-crustal depths in the northern margin of the Alboran Sea and the Betics.

### Stress rotations

The present-day stress field reported in this paper does not match the fan-shaped pattern of  $S_{Hmax}$  that commonly typifies the stress field in other orogenic belts (indicating compression radial to the orogen), being mostly constrained by the regional stress field imposed by the NW-SE Africa-Eurasia plate convergence. Nonetheless, it is observed that some deviations, different in sense and magnitude, occur apart from the plate convergence direction (mean relative plate-motion defined by the NUVEL-1A model as  $134^{\circ} \pm 15^{\circ}$ ; DeMets *et al.*, 1994).

In some regions it is observed deviations of  $S_{Hmax}$  with respect to the regional stress field (Figure 7-13). These are gentle-to-moderate ( $22^{\circ}$ - $36^{\circ}$ ) anticlockwise rotations located along the North Alboran margin, and moderate-to-significant ( $36^{\circ}$ - $78^{\circ}$ ) clockwise rotations along a major left-lateral fault zone that crosscut entirely the Gibraltar Arc. So, observed stress pattern is likely the consequence of the interference between different types of stress sources: (1) ongoing convergence between African and Eurasian plates in the western Mediterranean; and (2) secondary stress sources arising from the crustal structure and/or important sedimentary accumulations, and an active strike-slip fault zone.

Sharp variations of crustal thickness across the Alboran Sea margins result in horizontal density contrasts between the crust and an anomalous lithosphere mantle, and also result in high gradients of the GPE stored in the lithospheric column. Maximum variations of crustal thickness are located along the northern Alboran Sea coastline and are a likely source of local stress that induce moderate stress rotations in a narrow zone centered in the North Alboran margin (Figure 7-15). The thick sedimentary depocenter that constitutes the West Alboran Basin could also influence in the same way the stress field along this margin.

The wrench system running across the eastern Gibraltar Arc, from the Betics to the Alhóceima region, in the Rif, consists of NE-SW segments with a relay pattern shaping a long, complex zone of strike-slip faulting (~550 km) with left-lateral motion. If it has low strength, it would induce a clockwise rotation of the regional stress field. Local stress rotations at the Alboran Sea Basin, where there is a flat Moho, provide a cue to confirm that this major strike-slip system may have low frictional strength and constitutes a major active structure in the complex Africa-Eurasia plate boundary zone (Figure 7-15).

Along this wide zone of complex deformation, it is demonstrate the occurrence of active transpressive (left-lateral) faulting. Oblique to this, two major fault systems with NW trend and right-lateral strike-slip faulting (the Maro-Nerja and the Yusuf faults) have associated transtensive deformation. Both wrench systems condition lateral escape in opposite directions of two domains, thus representing key elements to understand the present-day deformation partitioning in the western Mediterranean. . The Gibraltar Arc itself is thought to escape to the West (NW in External Betics and S-to-SW in External Rif), whereas the Tell, separated of the Rif by a major element of the African foreland, could move to the SSE-to-SE (Figure 7-17). This proposition is in agreement with recent GPS determination in the western front of the Gibraltar Arc and eastern Betics (Fadil *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2006), although should be contrasted with detailed observations in other sectors of the arc as the eastern Rif and the western Tell.

## **CONCLUSION (Chapter 8)**

Hereafter it is briefly outlined the main results of this PhD. Thesis where it is tried to integrate results from different approaches (thermal and rheological modeling, seismicity and stress field characterization) to give an overall view of the processes that may be currently shaping the crust in the Gibraltar Arc region.

From heat flow and elevation data inversion the crustal and lithospheric structure of the Gibraltar Arc has been approximated. Crustal structure shows an abrupt thinning, centered on the coastlines, from the Betics (maximum crustal thickness of >36 km) and Rif (maximum crustal thickness of 34 km) towards the Alboran Sea. The East Alboran Basin has a thinned continental crust (12-14 km), which towards the Algerian Basin achieves most probably an oceanic nature (crustal thickness of 8 km). The lithosphere mantle structure shows also a bulge that mimic the arc (lithosphere thickness of 130-135 km) and a severe mantle thinning in the East Alboran Sea and the Algerian Basin (up to 45 km).

Crustal temperature distribution evidences high temperature conditions (>700 °C) in the deep crust, consistent with melting after muscovite dehydration reaction. Thermal modeling results proof contemporary partial melting in some particular domains: eastern Betics ( $X_L \sim 4-6\%$ ), central Alboran Sea ( $X_L \sim 2-4\%$ ) and North Africa, east of the Rif ( $X_L \sim 12\%$ ). The presence of partially melted domains modifies not only the density structure but also the seismic velocity structure of the crust. These are domains of low  $V_p$  that favors seismic attenuation as well as they may deform more easily developing seismic anisotropy. Melting processed reduce

crustal bulk density, thus increasing gravitational potential energy and promoting surface uplift. Considering melt volumes achieved in the region, it is estimated a maximum contribution of melt to surface uplift of +20 m in eastern Betics and +80 m in North Africa. Recent uplift rates in eastern Betics inferred from raised marine terraces suggest that melting processes have contributed to the most recent evolution of relief in eastern Betics. Interactions between melts and crustal-scale strike-slip fault occurring in eastern Betics may result in fault strength reduction. This kind of processes deserves further investigations.

Focal depth distribution of seismicity in the Gibraltar Arc is characterized by frequent intermediate-magnitude earthquakes (85% with  $\leq 3.0$ ) and abundant shallow depth, crustal earthquakes (85% within  $\leq 15$  km), depicting a strain partitioning pattern within the crust.

Based on the lithospheric structure it is observed that crustal yield strength and depth of the brittle-ductile transition zone (BDT) mimic the curvature of the arc with maximum depths of 12-9 km (under tension and compression). Along the Betic and Rif branches of the arc the BDT zone shallows gently eastward, oblique to the Alboran Sea margins. Rheological layering demonstrates that  $\sim 60\%$  of the crustal seismicity is placed in the brittle crust, decaying exponentially below the BDT zone, and  $\sim 17\%$  within the BDT. Therefore, this horizon is interpreted as a first-order decoupling horizon within the crust. Strain rate perturbations related to intermediate-to-high magnitude earthquakes and seismic swarms promote local transient deflection of the BDT and explain most of the seismicity located at the top of the ductile domains.

In the Betics, the topographic surface has elongated domains with high gradients ( $>15$ - $16\%$ ) that coincide with the western slope of most of the high mountain ranges. These domains have a NW-SE to NNW-SSE trend, show a geometry en relay, and are linked to retreated scarps of W-dipping normal faults. Most of the shallow seismic swarms ( $< 12$  km depth) occur parallel and close to these faults. These observations imagine the prolongation in depth of the faults seen by surface geology. Hence, the brittle crust throughout the Betics and the northern margin of the Alboran Sea is characterized by tilted blocks bounded by NW-SE, high-angle normal faults that connect in depth with discrete seismic swarms and merge into a gently dipping BDT.

Gathering seismicity information with three other types of stress indicators (wellbore breakouts, young geologic fault slip data, and hydraulic fracture orientations) it is reconstructed the present-day stress field pattern in the Gibraltar Arc that indicate a regional NW-SE compressive stress field resulting from Africa-Eurasia plate convergence. In some particular regions it is observed deviations of  $S_{Hmax}$  with respect to the regional stress field. They are gentle-to-moderate ( $22^\circ$ - $36^\circ$ ) anticlockwise rotations located along the North Alboran margin, and moderate-to-significant ( $36^\circ$ - $78^\circ$ ) clockwise rotations in the central Alboran Sea and north-eastern Betics.

Steep gradients of crustal thickness variation across the North Alboran margin and/or differential loading imposed by thick sedimentary accumulations in basin depocenters parallel to the shoreline appear to control some of these stress rotations. Other stress perturbations may

be related strike-slip deformation within active left-lateral fault segment of a major wrench system that run from eastern Betics to the Alhoceima region in the Rif. The role of this wrench system conditions the stress field in the western Mediterranean, but also is a key element to understand present-day kinematics of the Gibraltar Arc since it conditions lateral escape to the West of the westernmost Gibraltar Arc.

Stress field observations and rheological modeling results are put together to suggest ductile flow in the deep crust under Betics. The very low strength of the deep crust in central and eastern Betics (<10 MPa) favors ductile flow of the crust from the Alboran Basin and Algerian Basin to Betics. This phenomenon is enhanced by the presence of partially melted domains close to the Moho. Crustal flow to the north-west promotes crustal thicken and topographic uplift, resulting in a progressive rotation of  $\sigma_1$  toward a vertical position thus changing the tectonic regimen from thrust and strike-slip faulting to normal faulting. Therefore, these processes demonstrate that topography constrains the tectonic style in Betics.

# Índice

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>2. EL ARCO DE GIBRALTAR</b> .....	<b>7</b>
2.1 FISIOGRAFÍA.....	8
2.2 ARQUITECTURA DEL ARCO.....	10
2.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	16
2.4 CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS.....	19
2.5 MODELOS GEODINÁMICOS.....	22
2.6 DEFORMACIÓN ACTUAL EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL.....	25
<b>3. SISMICIDAD</b> .....	<b>29</b>
3.1 DATOS SISMOLÓGICOS.....	30
3.2 DISTRIBUCIÓN GENERAL DE LA SISMICIDAD.....	32
3.3 SISMICIDAD CORTICAL.....	35
3.4 RESULTADOS.....	42
<b>4. ESTADO DE ESFUERZOS</b> .....	<b>45</b>
4.1 INDICADORES Y FUNDAMENTOS.....	46
4.2 DATOS.....	51
4.2.1 Datos de fractura hidráulica.....	52
4.2.2 “Breakouts”.....	52
4.2.3 Datos de fallas.....	60
4.2.4 Datos de mecanismos focales.....	63
4.3 CAMPO ACTUAL DE ESFUERZOS.....	69
4.4 RESULTADOS.....	73
<b>5. MODELO TÉRMICO</b> .....	<b>75</b>
5.1 FUNDAMENTOS.....	76
5.1.1 La conducción de calor.....	76
5.1.2 La geoterma continental.....	78
5.1.3 Efectos de la temperatura en la elevación.....	81
5.2 CONSTRUCCIÓN DEL MODELO.....	84
5.2.1 Flujo de calor y elevación.....	86
5.2.2 Sedimentos: espesor y densidad.....	88
5.2.3 Densidad cortical.....	90
5.2.4 Parámetros térmicos.....	95
5.2.5 Espesor cortical y litosférico.....	98
5.3 ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA CORTEZA.....	101
5.4 FUSIÓN PARCIAL DE LA CORTEZA.....	107
5.5 RESULTADOS.....	112

<b>6. MODELO REOLÓGICO.....</b>	<b>115</b>
6.1 FUNDAMENTOS.....	116
6.1.1 Deformación frágil.....	116
6.1.2 Deformación dúctil.....	119
6.1.3 La envolvente de resistencia.....	121
6.2 DATOS DEL MODELO.....	125
6.3 TRANSICIÓN DÚCTIL-FRÁGIL Y RESISTENCIA DE LA CORTEZA.....	129
6.4 REOLOGÍA Y SISMICIDAD.....	134
6.5 RESULTADOS.....	139
<b>7. DISCUSIÓN.....</b>	<b>141</b>
7.1 INCIDENCIA DE LOS PROCESOS DE FUSIÓN PARCIAL.....	141
7.1.1 Sobre las propiedades sísmicas.....	143
7.1.2 Sobre la densidad y la elevación.....	148
7.1.3 Interacción entre fundidos y fallas corticales.....	153
7.2 CONDICIONANTES DE LA SISMICIDAD.....	154
7.2.1 Temperatura y sismicidad.....	154
7.2.2 Estratificación reológica.....	156
7.2.3 Papel de la TDF en la deformación actual.....	161
7.2.4 Flujo dúctil en la corteza profunda.....	165
7.3 ROTACIÓN DE ESFUERZOS.....	165
7.3.1 Cambios laterales de densidad.....	170
7.3.2 Fallas de salto en dirección.....	174
7.3.3 Superposición compleja de esfuerzos.....	176
7.3.4 Implicaciones geodinámicas.....	176
<b>8. CONCLUSIÓN.....</b>	<b>179</b>
<b>9. REFERENCIAS.....</b>	<b>183</b>
<b>APÉNDICES.....</b>	<b>203</b>

# 1

---

## INTRODUCCIÓN

El Arco de Gibraltar puede que sea una de las regiones orogénicas que ha concitado mayor interés durante las últimas décadas. Tan sólo durante el año 2005 se publicaron más de 40 artículos del *Science Citation Index* relacionados con la región. Su localización y características singulares, tanto geológicas como geofísicas, hacen que haya suscitando el interés de investigadores de muy distintas disciplinas.

Béticas en el Sur de Iberia y el Rif en el Norte de África, están conectados a través del Estrecho 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 Argelina, se localiza en el interior de uno de los cinturones orogénicos más arqueados del mundo. Su curvatura es comparable a la de algunos arcos de islas con elementos dilacerados de corteza continental, como el Arco del Mar de Scotia (Antártica) o el Arco del Mar Caribe (América Central).

El Arco de Gibraltar se sitúa en una zona amplia de deformación, ligada a un límite convergente entre las placas Africana y Eurasiática. Tal y como atestigua la sismicidad, la deformación se distribuye de manera heterogénea, sin que pueda definirse un límite neto entre ambas placas. La actividad sísmica en la región se caracteriza por eventos fundamentalmente someros (< 15 km) y algunos profundos aislados (> 600 km), aunque en las proximidades del Estrecho de Gibraltar se ha registrado también un agrupamiento de terremotos de profundidad intermedia (30-150 km). En los últimos años se han desarrollado algunos estudios de índole geológica y geofísica que han pretendido caracterizar tanto las relaciones entre la sismicidad y las fallas, para delimitar sus segmentos activos, como el estado de esfuerzos imperante en la región. Sin embargo, las conexiones entre la sismicidad y las estructuras activas de la región no están

suficientemente establecidas aún, ni tampoco las propiedades mecánicas de la litosfera en el arco. En una región donde la estructura profunda es tan heterogénea, conocer la distribución de temperaturas en la litosfera y como varían sus propiedades reológicas, resultará clave para comprender e interpretar los procesos de deformación activa observados en superficie.

Los datos experimentales de mecánica de rocas han permitido establecer leyes empíricas que describen el comportamiento de los minerales y rocas más comunes de la corteza y el manto. Su extrapolación al rango de profundidades y temperaturas imperantes en la litosfera permitió a Goetze y Evans (1979) construir los primeros perfiles reológicos o envolventes de resistencia. Estos perfiles, que combinan la estructura térmica de la litosfera con la propiedades físicas de las rocas, han demostrado ser una herramienta básica para el estudio del comportamiento mecánico de la litosfera, tanto en regiones orogénicas (e.g., Lowry y Smith, 1995; Jackson, 2002) como en regiones continentales extendidas (e.g., Fernández y Ranalli, 1997; Behn *et al.*, 2002). Una de las aplicaciones de los estudios de reología litosférica ha sido contrastar la distribución de la sismicidad con su resistencia a la fractura (“*strength*”), delimitándose la posición y propiedades mecánicas de los dominios con deformación dúctil y frágil. El primer trabajo que abordó con rigor las relaciones entre temperatura, reología y sismicidad fue el de Sibson (1982), demostrando que los focos sísmicos suelen agruparse en la corteza en torno a los horizontes de transición dúctil-frágil. Se pudo inferir por tanto, que la reología de la litosfera guarda una relación directa con el campo de esfuerzos y las condiciones de fracturación.

El patrón de deformación (y por ende el de esfuerzos) que caracteriza las zonas limítrofes entre placas (“*plate boundary zones*”, s. Stein y Freymueller, 2002) viene dado no solo por la dinámica de los movimientos relativos entre ambas placas sino, también por efectos locales de procedencia diversa, desde la estructura profunda (que impone cambios en el patrón de la energía potencial gravitacional o en la estructura térmica) hasta las estructuras activas en la corteza superior. Para reconstruir el estado de esfuerzos en una región con deformación activa es común que se utilice la sismicidad (mecanismos focales) junto con otros indicadores como: elongación en pozos profundos (“*breakouts*”), datos de fallas y ensayos de fractura hidráulica (“*overcoring*”).

La caracterización térmica, reológica y del estado de esfuerzos en la litosfera son herramientas complementarias que permiten valorar los procesos de deformación. Modelos integrados de este tipo han resultado ser herramientas valiosas para interpretar la evolución de los procesos que configuran el Himalaya-Tibet (England y Houseman, 1985), los Alpes (Jiménez-Munt y Platt, 2006), los Andes (Coblentz y Richardson, 1996) o el Arco Helénico (Jackson y McKenzie, 1988), entre otros.

En esta línea, los trabajos desarrollados hasta el momento en el Arco de Gibraltar se centran fundamentalmente en la caracterización del estado de esfuerzos a partir de datos sismológicos (Buforn *et al.*, 1995; Stich *et al.*, 2003a, 2006) y geología de superficie (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999; Sanz de Galdeano *et al.*, 1995, 2003). Son aún escasos aquellos que se derivan de la

caracterización de su estructura térmica y reológica. Los objetivos de esta tesis están en consonancia con los desarrollados en esta línea de investigación en otras regiones continentales con deformación actual.

### *Objetivos*

Esta Tesis Doctoral aborda el estudio de la estructura térmica y reológica de la litosfera en el Arco de Gibraltar, centrándose en la corteza e intentado establecer un nexo entre dos visiones frecuentemente desconectadas, la geológica y la geofísica. Haciendo uso de herramientas propias de la geofísica se han intentado conciliar las observaciones geológicas con los resultados obtenidos mediante modelos numéricos y los datos sismológicos. A pesar de las limitaciones de estos modelos y sus incertidumbres, se ha elegido una aproximación que dé una visión general de los factores que controlan la deformación más reciente en el Arco de Gibraltar. Los objetivos científicos principales de esta tesis han sido:

- Caracterizar la estructura térmica de la corteza para poder valorar la incidencia de la temperatura en la deformación activa y eventualmente en la aparición de procesos de fusión parcial.
- Desarrollar un modelo reológico robusto que pueda ser utilizado para integrar los datos sismológicos y que permita valorar la distribución (en planta y en profundidad) de la sismicidad.
- Establecer el patrón general del campo actual de esfuerzos mediante diferentes indicadores para poder caracterizar las distintas componentes de los esfuerzos locales, como los relativos a la flexura en depocentros mayores, los cambios laterales de densidad (e.g., variaciones de espesor cortical) o la presencia de fallas mayores de salto en dirección. La distribución de estos esfuerzos locales permitirá analizar la partición de la deformación actual en el Arco de Gibraltar.
- Hallar en la superficie topográfica la manifestación de los procesos profundos que configuran el Arco de Gibraltar.

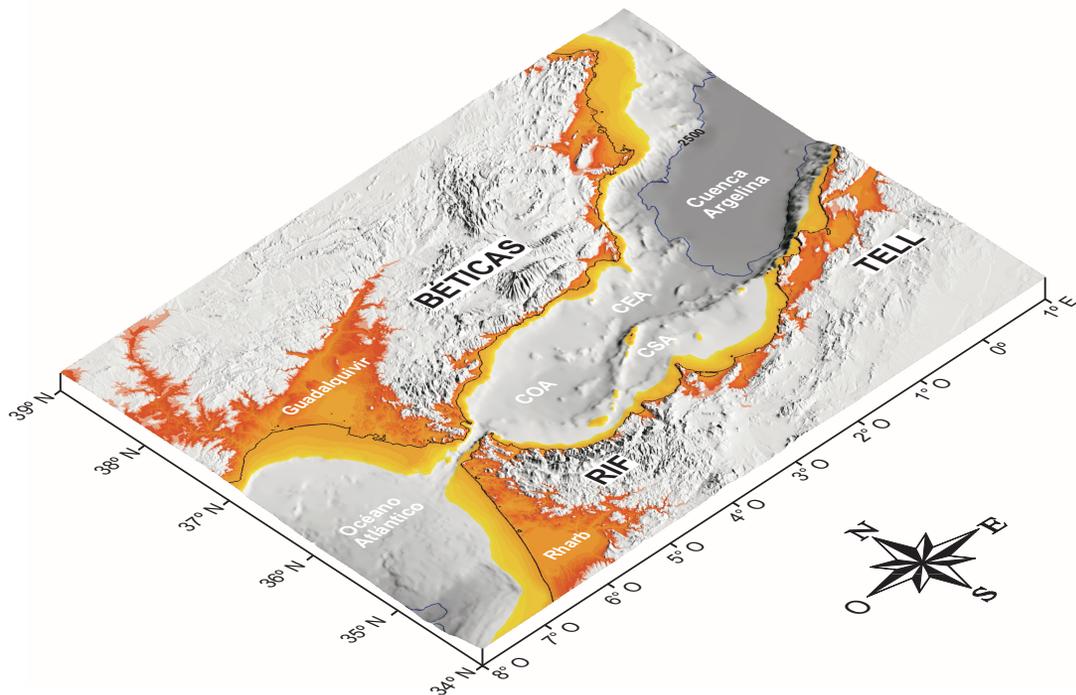
Fundamentado en la consecución de estos objetivos el autor pretende que su Tesis Doctoral sea ante todo útil, sugerente y sirva de discusión entre la comunidad científica interesada tanto en la región como en los procesos aquí estudiados.

La novedad de la temática tratada, siguiendo líneas de investigación que permanecen prácticamente inexploradas en el Arco de Gibraltar, se espera que pueda ser el germen de futuras investigaciones. El interés social que despiertan los terremotos y sus efectos (e.g., tsunamis) ha sido para el autor un aliciente añadido a su trabajo, animándole a perseverar en el desarrollo de su tesis. Al caracterizarse el modo y la localización de la deformación en la corteza se establecen los pilares de futuros estudios de interés social, como la peligrosidad sísmica.

## Terminología

El amplio elenco de investigadores de diferentes nacionalidades que desde mediados del siglo XX vienen dedicándose al estudio del Arco de Gibraltar y los terrenos adyacentes, ha dado lugar a una terminología prolija, llena de localismos, a veces ambigua, que puede llegar a dificultar la propia comunicación científica. Dado que gran parte de la terminología vinculada a la geología del Arco de Gibraltar es discutida por su imprecisión y/o connotaciones genéticas, y en aras de facilitar la lectura a aquellos lectores “no iniciados” en la región, a continuación se presentan y matizan los principales términos empleados.

El término *Arco de Gibraltar* se emplea aquí para designar al conjunto orogénico alpino formado por Béticas y Rif, junto con la Cuenca del Mar de Alborán (Figura 1-1). En un sentido amplio engloba también las cuencas del Guadalquivir y Rharb, limítrofes con los dominios hercínicos de antepaís.



**Figura 1-1.** El Arco de Gibraltar, en el extremo occidental del Mediterráneo, visto desde el SO. La región coloreada marca las regiones con una elevación topográfica de  $\pm 200$  m. CEA: Cuenca Este de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán. Se indica la posición de la isobata de 2500 m.

La Cuenca del Mar de Alborán es en sentido estricto una cuenca marginal; esto es, se desarrolla sobre un dominio de corteza continental altamente extendida, fronterizo entre los dominios oceánicos del Atlántico y el Mediterráneo occidental. No obstante, el concepto de

*margen* se empleará con cierta libertad, para agilizar la descripción de las distintas regiones más próximas a la línea de costas (e.g., margen de Málaga, margen de Almería). Los “margenes” del Mar de Alborán hacen referencia en esta tesis a una región costera muy estrecha, con una elevación topográfica de  $\pm 200$  m (Figura 1-1).

La Cuenca del Mar de Alborán se abre hacia el Este dando paso a una verdadera llanura abisal de  $\sim 2500$  m de profundidad y en la que probablemente se encuentre corteza oceánica. Esta región se denominará *Cuenca Argelina*, también nombrada por otros autores como Cuenca Sur-Balear o Cuenca Sardo-Balear. Sus escarpados taludes al Sur y NO corresponden con dos márgenes continentales (*s.s.*): el margen de Argelia y el margen de Cartagena-Palomares (Figura 1-1).

### *Esquema de la tesis*

Este volumen está organizado en ocho capítulos, en los que se presentan separadamente las observaciones y los resultados de los modelos numéricos, de los diferentes aspectos de interpretación y discusión. Así esta memoria de Tesis Doctoral se organiza como sigue:

- El *Capítulo 2* presenta resumidamente los principales rasgos geológicos y geofísicos del Arco de Gibraltar, para la comprensión del contexto geodinámico en donde se desarrolla este trabajo. En la presentación del contexto se ha incidido necesariamente en aquellos aspectos relacionados con el discurso de la tesis, aunque las referencias bibliográficas pueden ser utilizadas por el lector interesado para seguir otras líneas argumentales anexas.
- El *Capítulo 3* describe los datos de sismicidad según la base de datos del Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada.
- El *Capítulo 4* reúne diferentes indicadores de esfuerzos (incluidos los derivados de la sismicidad) y siguiendo las guías del “*World Stress Map*” (WSM), se reconstruye el patrón actual de esfuerzos.
- El *Capítulo 5* presenta la estructura térmica cortical, calculada mediante un método de inversión del patrón regional de flujo de calor y la elevación topográfica. Al final se valoran también algunas de las implicaciones derivadas del estado térmico de la corteza, como la posibilidad de que existan actualmente procesos de fusión parcial.
- Con el modelo térmico presentado en ese capítulo, el *Capítulo 6* presenta el modelo reológico para el Arco de Gibraltar, con el que se analizarán posteriormente la distribución de la sismicidad.
- En el *Capítulo 7* se han segregado varios de los temas de discusión más relevantes, se valoran las relaciones reología-sismicidad cortical, las consecuencias de los procesos de fusión cortical, los procesos que construyen el patrón de esfuerzos actual y las implicaciones tectónicas de la tesis.

- A modo de *Conclusión*, se resumen los resultados más relevantes de esta tesis y sus implicaciones para la región.

Para ayudar al lector en el seguimiento de la memoria y permitir una lectura independiente de sus contenidos, al final de cada capítulo se presenta un resumen los principales resultados obtenidos y se apunta en qué medida serán retomados durante la discusión. Para facilitar el seguimiento del texto, algunos datos y criterios especialmente prolijos, junto con una relación de las unidades y símbolos empleados, se han reunido en apéndices (Apéndice A, B y C).

---

## EL ARCO DE GIBRALTAR

El interés científico suscitado por el Arco de Gibraltar y los procesos geológicos involucrados en su formación, ha propiciado en las últimas décadas el desarrollo de numerosas investigaciones de diversa temática en la región. Prueba de ello son los sucesivos proyectos del Plan Nacional de I+D+I llevados a cabo por científicos españoles desde 1988 y, desde parecidas fechas, por otros proyectos internacionales liderados por científicos del Reino Unido, Francia y Holanda, así como su inclusión en objetivos de programas científicos globales como el “*Ocean Drilling Program*” (ODP) o el EUROCORES-EUROMARGINS auspiciado por la “*European Science Foundation*” (ESF). En los últimos años han surgido iniciativas internacionales como el proyecto PICASSO (“*Program to Investigate Convective Alboran Sea System Overturn*”) que aglutina investigadores de especialidades muy diversas y supone una de las propuestas de estudio más ambiciosas presentadas para la región y que ha sido elegida como piloto por importantes programas europeos como EuroArray y Topo-Europe. Por otra parte, el Arco de Gibraltar ha sido objeto de intensas actividades exploratorias por parte de empresas petroleras, adquiriéndose decenas de miles de kilómetros de sísmica multicanal y perforándose diversos pozos exploratorios profundos, algunos de los cuales actualmente funcionan como productores de gas natural (e.g., la Cuenca del Guadalquivir).

La realización de esos proyectos y actividades comerciales ha suministrado en su conjunto una ingente cantidad de datos geológicos y geofísicos (tanto en mar como en tierra) y ha generado numerosas publicaciones científicas al respecto. Con todo ello, puede decirse que el Arco de Gibraltar es actualmente uno de los cinturones orogénicos más estudiados del Mediterráneo occidental y particularmente debatido, en lo relativo a su origen y evolución tectónica.

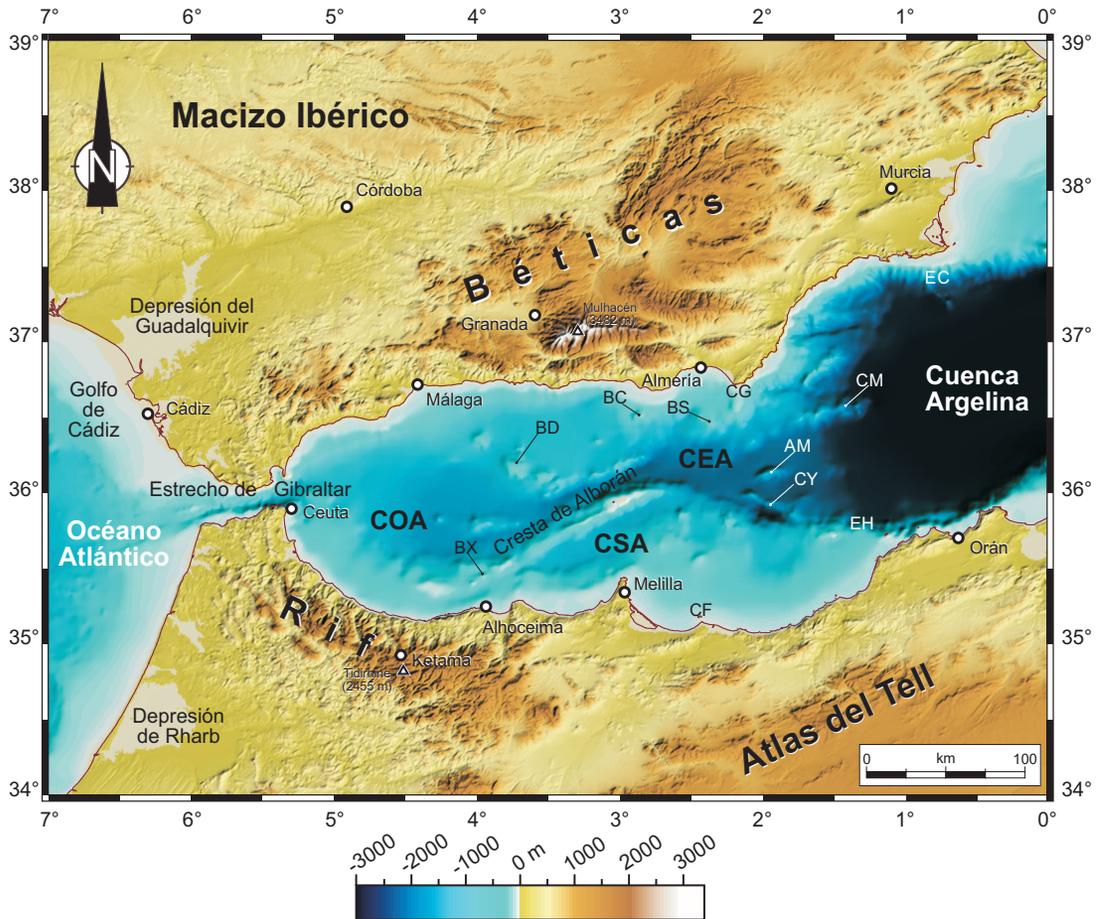
## 2.1 FISIOGRAFÍA

El Sistema del Arco de Gibraltar incluye las cuencas y márgenes del Mar de Alborán y su entorno, las cadenas de Béticas y el Rif. El relieve es abrupto, con fuertes cambios de pendientes e importantes desniveles. Las máximas elevaciones se concentran en Béticas, con una cota máxima en el Mulhacén (3482 m) en Sierra Nevada; mientras que el fondo de la Cuenca Argelina, con una profundidad promedio de 2650 m, representa el máximo batimétrico. Ambos puntos no distan más de 250 km en la horizontal.

En tierra, Béticas (en el S de la Península Ibérica) y Rif (en el Norte de África) concentran las mayores elevaciones topográficas. La elevación promedio en Béticas es de ~830 m; aunque en su dominio central se encuentra una amplia región montañosa que se eleva por encima de la media. Este dominio se extiende desde Béticas centrales hasta el paralelo 39°N e incluye un área de ~18.000 km<sup>2</sup> en los que las elevaciones superan los 1000 m. Las alturas máximas superan los 3.000 m en Sierra Nevada y las máximas cotas se alinean según crestas montañosas de dirección E-O (Figura 2-1). Béticas está limitada al NO por la depresión del Guadalquivir, que se extiende hasta el borde Sur de la Meseta. La depresión del Guadalquivir ocupa una extensión de ~13.000 km<sup>2</sup> y tiene una longitud de 600 km. Tiene una altura media de 100 m, siendo así la más baja de la Península Ibérica.

En el Norte de África, con una elevación promedio de ~620 m, se eleva la cordillera del Rif que bordea, con orientación ESE-ONO, la costa mediterránea desde el río Muluya hasta el Estrecho de Gibraltar. Las mayores elevaciones del Rif se localizan entre los meridianos 3°30'O y 5°O y su punto culminante es el Jbel Tidirhine (2455 m) que se localiza en la región de Ketama. Más al Este de 3°O el Rif da paso a la prolongación del Alto Atlas en lo que se denomina Atlas del Tell y que domina todo el Norte de Argelia desde Orán hasta Túnez. Hacia el SO del Rif se extiende la llanura de Rharb (o Gharb) que da paso al Alto Atlas marroquí. Esta depresión, simétrica con la del Guadalquivir, se abre hacia el Oeste y tiene una elevación media de 150 m. Cubre un área total de ~10.000 km<sup>2</sup> y tiene una longitud de ~250 km.

La cuenca del Mar de Alborán se ubica entre las cadenas montañosas de Béticas y Rif y posee las características fisiográficas de una cuenca semi-confinada respecto al Océano Atlántico, con el que conecta por el umbral del Estrecho de Gibraltar. Hacia al Este, el Mar de Alborán se abre hacia una cuenca más profunda, el Mar Argelino (o Cuenca Argelina), que a su vez da paso al resto de las cuencas del Mediterráneo Occidental (mares Tirreno y Ligur). El Mar de Alborán está limitado al Norte por la Península Ibérica y al Sur por el Norte de África y se extiende desde el meridiano de Gibraltar (5° 20'O) hasta la línea imaginaria que une Cabo de Gata (España) (~ 2°10'O) con Cabo Figalo (Argelia). Tiene unos 300 km de largo y unos 150 km de anchura media. Ocupa una superficie de unos 54.000 km<sup>2</sup> y tiene profundidades menores de 2000 m (Figura 2-1). El fondo marino es complejo, con diversas cuencas subordinadas o sub-cuencas, altos estructurales y edificios volcánicos con varios cientos de metros de elevación. El conocimiento sobre la morfología del Mar de Alborán se ha ido enriqueciendo con el tiempo, gracias a los datos de sondas multihaz de alta precisión y a la densa red de perfiles sísmicos existente.



**Figura 2-1.** Mapa topográfico del Arco de Gibraltar. Topografía basada en el modelo digital de elevaciones SRTM para las regiones emergidas y en la base de datos GEBCO 97 (IOC-IHO) para las regiones submarinas. AM: Alto de Al-Mansour; BC: Banco de Chella; BD: Banco de Djibouti; BS: Banco Sabinar; BX: Banco de Xauen; CEA: Cuenca Este de Alborán; CF: Cabo Figalo; CG: Cabo de Gata; CM: Cresta de Maimonides; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán; CY: Cresta de Yusuf; EC: Escarpe de Cartagena; EH: Escarpe de Habibas.

Tradicionalmente se distinguen tres cuencas principales, denominadas Cuenca Oeste (COA), Sur (CSA) y Este (CEA) de Alborán (Figura 2-1), limitadas por abruptos relieves submarinos, que corresponden a altos estructurales o edificios volcánicos, de hasta cientos de metros de elevación. La Cuenca Oeste de Alborán comporta una llanura en su porción central, definida por la isobata de los 1400 m, y un gradiente regional muy bajo en sus márgenes (Ercilla, 1992). Hacia el Oeste se ubica el valle submarino de Gibraltar, que conecta aquella llanura con el Estrecho de Gibraltar. Hacia el Este, la Cuenca Oeste Alborán está limitada por algunos altos batimétricos, entre los que sobresale el de Djibouti, y termina abruptamente hacia el Sur contra el Banco de Xauen.

La Cresta de Alborán es uno de los rasgos fisiográficos más característicos del área y consiste en una alineación de orientación NE-SO de unos 150 km de longitud que emerge localmente formando la isla volcánica de Alborán. La cresta tiene una altitud diferencial de 1000 m sobre el fondo marino y un carácter disimétrico en la altitud de sus flancos, con diferencias batimétricas de hasta 300 m. Hacia el Oeste, la Cresta de Alborán se prolonga por el denominado Banco de Xauen. Hacia el NE la expresión topográfica de la Cresta de Alborán termina abruptamente, hundiéndose y confluyendo con la prolongación occidental del escarpe de Habibas. El escarpe de Habibas, con dirección ONO-ESE a E-O, limita por el Sur la Cuenca Este de Alborán y comporta una cresta estrecha denominada de Yusuf, adyacente a un surco homónimo de gran profundidad (2250 m). La Cuenca Este de Alborán se ubica entre el escarpe de Habibas y una zona topográfica compleja al Norte y Noreste, donde se elevan los altos de Maimonides, El Sabinar y Chella. En el centro de la cuenca se encuentra el alto submarino de Al-Mansour (Figura 2-1). La Cuenca Sur de Alborán, semi-confinada entre la Cresta de Alborán y los márgenes de Marruecos y Argelia, está elongada en dirección N70°E y su profundidad máxima está marcada por la isobata de los 1100 m (Figura 2-1).

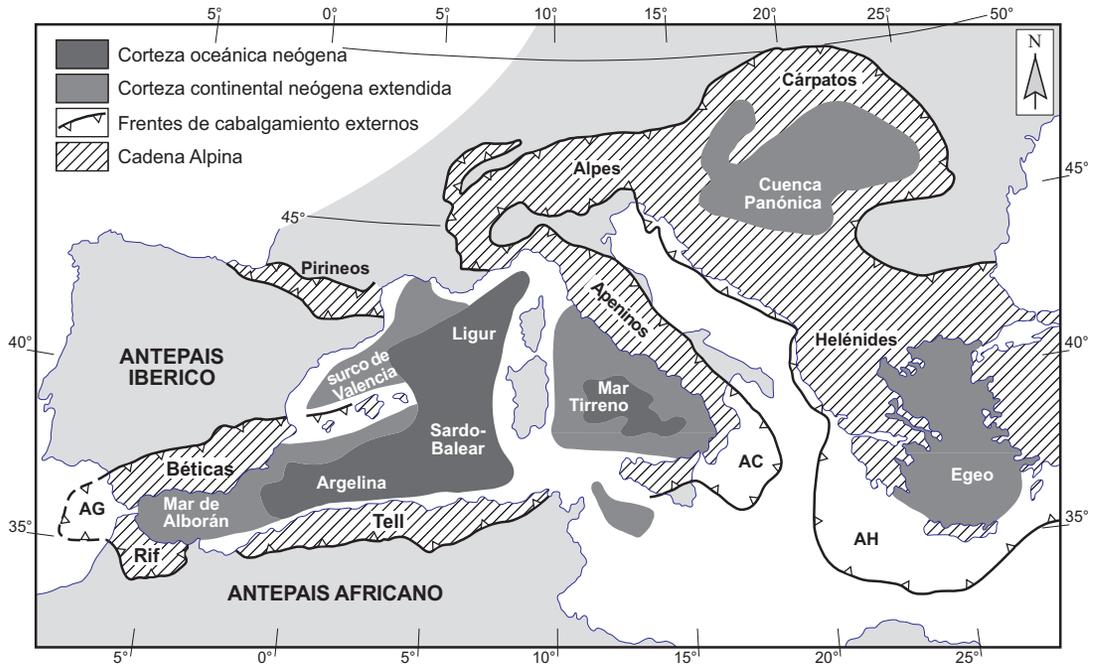
Al Este del meridiano de Cabo de Gata, el Mar de Alborán se abre y hunde dando paso a la Cuenca Argelina. Ésta es una cuenca abierta, de aguas profundas y características propias de una llanura abisal. Está limitada por un talud escarpado a los pies del que se extiende una amplia región, esencialmente plana, circunscrita a la isobata de 2600 m. El talud presenta una anchura variable, así en el margen de Argelia y en el de Cartagena es angosto (10-20 km) y escarpado (desnivel medio ~2000 m) y está intersectado por cárcavas y cañones submarinos de diferente magnitud y naturaleza (e.g., cañón del río Aguas). Al Oeste, el talud está interrumpido por algunos altos volcánicos y tiene una pendiente más suave, ensanchándose hasta máximos de 60 km en la zona de transición hacia el Mar de Alborán (Figura 2-1).

## **2.2 ARQUITECTURA DEL ARCO**

Béticas y Rif conectan a través del Estrecho de Gibraltar y albergan en su interior la Cuenca del Mar de Alborán, constituyendo uno de los cinturones orogénicos más arqueados del mundo: el Arco de Gibraltar (Figura 2-2). 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 (e.g., García-Dueñas *et al.*, 1992).

Los procesos post-orogénicos de adelgazamiento litosférico acaecidos durante el Mioceno inferior y medio sobre un orógeno previo, implicaron a distintos dominios corticales, pero esencialmente al Dominio Cortical de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1987, 1988; Platt y Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Platt *et al.*, 2006; entre otros), generando la Cuenca de Alborán detrás del Arco de Gibraltar. Esta cuenca se considera un buen exponente de las denominadas cuencas de “retroarco de tipo mediterráneo” (“*back-arc Mediterranean basin*”; Horvath y Berckhemer, 1982) y presenta una estructura cortical y litosférica comparables a la de sus homólogas en el Mediterráneo (Figura 2-2).

El conjunto del Arco de Gibraltar se organiza en tres dominios corticales mayores (Figura 2-3): (1) las coberteras sedimentarias del paleomargen del Sur de Iberia y Magrebí, (2) las unidades del Surco de los Flyschs y (3) el Dominio Cortical de Alborán. Además, existe un importante volumen de sedimentos de edad Neógeno-Cuaternario distribuidos en cuencas con posiciones estructurales diversas dentro del orógeno.



**Figura 2-2.** 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). AC: Arco de Calabria, AG: Arco de Gibraltar, AH: Arco Helénico.

### *Coberteras sedimentarias del paleomargen del Sur de Iberia y Magrebí*

Ambos paleomárgenes están constituidos por materiales de edad Mesozoico y Terciario depositados sobre el basamento varisco de la Meseta Ibérica y Marroquí. Se interpretan como márgenes continentales predominantemente pasivos, donde se distinguen varios dominios paleogeográficos. Constituyen los dominios Sudibérico y Magrebí (también denominados Béticas Externas y Rif Externo, o Zonas Externas *s.l.*), en Iberia y Norte de África respectivamente (Figura 2-3). Actualmente es una cobertera despegada de su basamento con la estructura de un sistema de cabalgamientos imbricados y pliegues (i.e. tectónica de piel delgada o “*thin-skinned*”) que inducen una flexura de la corteza varisca bajo ambos dominios (e.g., Flinch, 1996; Zizi, 2002; Crespo-Blanc y Frizon de Lamotte, 2006). Existe una superficie generalizada de despegue en los materiales de edad Triásico de facies Keuper (Luján *et al.*, 2006), sin que lleve a aflorar el muro de los materiales triásicos.

En la rama Norte del Arco de Gibraltar los distintos ámbitos del paleomargen Sudibérico permiten diferenciar los dominios Prebéticos y Subbéticos (e.g., García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1983). El Prebético está caracterizado por facies marinas someras, al contrario que la zona Subbética, donde prevalecen las facies pelágicas. En la zona Subbética se distinguen tres dominios paleogeográficos atendiendo a la estratigrafía de las series de edad Jurásico.

Las unidades del Dominio Magrebí corresponden con el paleomargen del Norte de África y están divididas estructuralmente en tres zonas: Intra-Rif, Meso-Rif y Pre-Rif, desde el interior al exterior del arco (Durand-Delga *et al.*, 1962). En conjunto, las facies sedimentarias sugieren una tendencia general de somerización hacia el Sur, desde el Intra-Rif hasta el Pre-Rif.

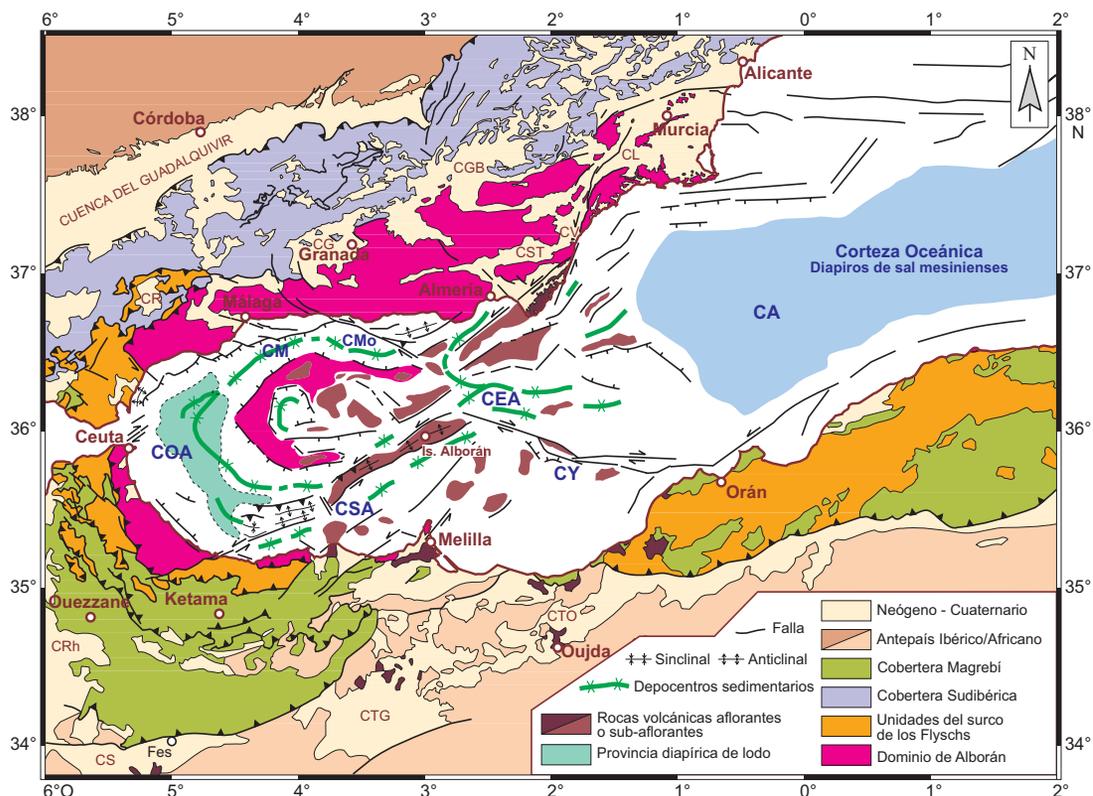
### *El Surco de los Flyschs*

Son unidades que continúan de un lado a otro del Estrecho de Gibraltar (Figura 2-3). En la rama norte del arco se distinguen tres unidades principales: Aljibe, Algeciras y Bolonia, cuyos equivalentes en el Rif son: Numídico, Beni-Ider y Tala Lakraa. Estas unidades están compuestas principalmente por formaciones turbidíticas de edad Cretácico y Paleógeno. En el frente occidental del arco estas unidades aparecen deformadas e integradas en un prisma de acreción, cabalgando al Dominio Sudibérico y el Magrebí, y siendo cabalgadas a su vez por el Dominio de Alborán (e.g., Balanyá y García-Dueñas, 1988; Crespo-Blanc y Campos, 2001; Frizon de Lamotte *et al.*, 2004). Las unidades del Surco de los Flyschs continúan a lo largo del Norte de África desde el Estrecho de Gibraltar hasta Túnez. Para algunos autores esto demuestra la existencia de una larga cuenca oceánica que bordeaba el paleomargen Magrebí (e.g., Durand-Delga y Fontboté, 1980).

### *Domino Cortical de Alborán*

El Dominio Cortical de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1988) representa las Zonas Internas del orógeno y está constituido por un apilamiento de mantos con rocas metamórficas en el que se distinguen 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 a muy bajo; mientras que los complejos inferiores, Alpujárride y Nevado-Filábride, muestran una evolución de metamorfismo alpino desde condiciones de alta presión/baja temperatura hasta baja presión y condiciones de temperatura moderadas o localmente altas (e.g., Bakker *et al.*, 1989; Goffé *et al.*, 1989; De Jong, 1991; Tubía y Gil Ibarguchi, 1991; Azañón *et al.*, 1998; Soto y Platt, 1999; Puga *et al.*, 2000). En el Rif, sólo afloran los complejos Maláguide y Alpujárride, que aquí se denominan Sébtides y Ghomárides.

Las estructuras contractivas originales han sido modificadas por episodios extensionales posteriores; por lo que los límites entre los diferentes complejos aparecen reactivados o cortados por despegues extensionales de bajo ángulo de edad Mioceno (García-Dueñas *et al.*, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989; Platt y Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1993; Lonergan y Platt, 1995; Martínez-Martínez *et al.*, 1997; entre otros muchos).



**Figura 2-3.** Mapa estructural del Arco de Gibraltar y de los principales dominios geológicos implicados en el orógeno (tomado de Comas *et al.*, 1999). Para la Cuenca del Mar de Alborán se muestran las estructuras de edad Mioceno inferior a Cuaternario y los principales depocentros sedimentarios. CA: Cuenca Argelina, CEA: Cuenca Este de Alborán, CG: Cuenca de Granada, CGB: Cuenca de Guadix-Baza, CL: Cuenca de Lorca, CM: Cuenca de Málaga; CMo: Cuenca de Motril; COA: Cuenca Oeste de Alborán, CR: Cuenca de Ronda, CRh: Cuenca de Rharb, CS: Cuenca de Saïss, CSA: Cuenca Sur de Alborán, CST: Cuenca de Sorbas-Tabernas, CTG: Cuenca de Taza-Guercif, CTO: Cuenca de Taourirt-Oujda, CV: Cuenca de Vera, CY: Cuenca de Yusuf.

El Complejo Nevado-Filábride está constituido por tres unidades principales: Veleta, Calar Alto y Bédar-Macael (García-Dueñas *et al.*, 1988; Martínez-Martínez *et al.*, 2002). La secuencia litoestratigráfica está integrada principalmente por esquistos grafitosos atribuidos al Paleozoico, metapelitas y metapsamitas de colores claros y, a techo, mármoles de edad Mesozoico (Triásico a Jurásico?). Localmente se encuentran ortogneisses y metabasitas intercaladas entre las metapelitas grafitosas y los mármoles (e.g., García-Dueñas *et al.*, 1988; Gómez-Pugnaire *et al.*, 2000; Puga *et al.*, 2002).

El Complejo Alpujarride está integrado por diferentes unidades (hasta cinco, según Azañón *et al.*, 1994) con una secuencia litoestratigráfica comparable. La secuencia completa incluye, de muro a techo: (1) una formación metapelítica (Paleozoico?) integrada por micaesquistos grafitosos y gneisses migmatíticos; (2) una formación metapelítica-metapsamítica de

edad Permo-Triásica (?) compuesta por esquistos con intercalaciones de cuarcitas; y (3) una formación de rocas carbonatadas de edad Triásico medio – superior (Braga y Martín, 1987), compuesta por mármoles dolomíticos y calcíticos.

Los afloramientos de rocas ultramáficas de Ronda y Beni-Boussera se pueden considerar como elementos tectónicos independientes incluidos en el Complejo Alpujárride, a muro de la unidad estructuralmente más alta. Estos macizos ultramáficos están compuestos por lherzolititas e intercalaciones de harzburgitas y capas de piroxenitas. Esta asociación se ha interpretado como representativa del manto litosférico subcontinental (e.g., Kornprobst *et al.*, 1990; Van der Wal y Vissers, 1993).

El Complejo Maláguide está compuesto por varias unidades imbricadas. La secuencia estratigráfica de este complejo incluye un sustrato de edad Paleozoico (constituido principalmente por una sucesión con pelitas y grauvacas de edad Ordovícico a Carbonífero), sobre el que se disponen conglomerados continentales y cuarcitas de edad Triásico medio, y a techo una sucesión poco potente de rocas carbonatadas de edad Triásico medio a Paleógeno (e.g. Didon *et al.*, 1973; Chalouan y Michard, 1990). Las rocas de edad Paleozoico, que constituyen la mayor parte de este complejo, conservan deformaciones que se adscriben a la orogenia Varisca; mientras que su cobertera de edad Mesozoico-Paleógeno no sufrió una deformación intensa ni metamorfismo durante la orogenia Alpina (Balanyá y García-Dueñas, 1988).

Entre el Complejo Maláguide y las unidades del Surco de los Flyschs aparecen unas unidades formadas por sedimentos de edad Triásico a Neógeno inferior, denominadas unidades de la Dorsal. Estas unidades se incluyen en el Domino de Alborán, ya que representan probablemente la cobertera sedimentaria de unidades afines al Complejo Alpujárride (Wildi *et al.*, 1977) o Maláguide (Balanyá y García-Dueñas, 1988). Dichas unidades se extienden desde el Arco de Gibraltar hasta el Arco de Calabria.

### *Cuencas Neógenas*

Sobre los anteriores dominios se sitúan numerosas cuencas de edad Neógeno, la mayor de las cuales sigue siendo hoy el Mar de Alborán. La cuenca del Guadalquivir constituye una cuenca de antepaís, que se localiza en la parte más externa de Béticas, separándola del Macizo Ibérico. En el Rif, la cuenca de Rharb es su homóloga. Tanto en Béticas como en Rif también se localizan varias cuencas neógenas emergidas (Figura 2-3) que contienen un registro sedimentario que abarca desde el Mioceno hasta la actualidad.

La Cuenca del Guadalquivir es la cuenca de antepaís de Béticas. Es una cuenca elongada ENE-OSO, limitada al Sur por el Dominio Sudibérico, al Norte por la Meseta Ibérica y al Oeste por el Océano Atlántico. La Cuenca del Guadalquivir tiene un espesor medio de sedimentos superior a 1500 m, distribuidos de manera que las máximas profundidades se encuentran al SO, junto al contacto con el Dominio Sudibérico (Berástegui *et al.*, 1998). El volumen de sedimentos acumulados asciende a ~20.500 km<sup>3</sup> (Iribarren *et al.*, 2003). Es una cuenca generada por flexión litosférica como consecuencia del emplazamiento de láminas cabalgantes del frente del orógeno (Flinch, 1996; García-Castellanos *et al.*, 2002). Los grandes bloques des-

prendidos del frente del orógeno aparecen insertos en una matriz de edad Triásica, dando lugar a una unidad olistostrómica que se desarrolla en el borde Sur de la cuenca (Martínez del Olmo *et al.* 1984; Sierro *et al.* 1996). Durante el Langhiense superior se inició la sedimentación en la cuenca (Berástegui *et al.*, 1998), en un mar conectado con el Mediterráneo (Vera, 2000).

La Cuenca de Rharb es el equivalente en el Rif de la Cuenca del Guadalquivir. Está limitada al Este y Norte por el frente orogénico del Arco de Gibraltar, al Oeste por el Océano Atlántico y al Sur por la Meseta Marroquí. Al igual que su homóloga del Norte, en Béticas, se genera por flexura litosférica (Zizi, 2002; Zouhri, 2002). Los datos geofísicos muestran que esta cuenca tiene un fondo estructurado en altos (“*horsts*”) y fosas (“*grabens*”) (Zizi, 2002; Zouhri, 2004). El margen Norte de esta cuenca, en relación con el frente del arco, está formado por una importante acumulación de materiales retrabajados y de distinta edad procedentes de las unidades del Dominio Magrebí (equivalentes a las unidades olistostrómicas del Guadalquivir). Los depósitos marinos de la cuenca están constituidos por margas azules de edad Mioceno-Plioceno sobre las que aparecen los primeros depósitos continentales como niveles intercalados de conglomerados.

Las cuencas neógenas emergidas tanto en Béticas como en Rif, se distribuyen entre los distintos relieves que conforman el orógeno (Figura 2-3). Las principales cuencas en Béticas son: Granada, Guadix-Baza, Lorca, Ronda, Sorbas-Tabernas y Vera. En el Rif destacan las cuencas de Taza-Guercif, Taourirt-Oujda y Saïss. El espesor medio de sedimentos acumulado en estas cuencas no suele superar los 800-900 m y suman un volumen total ~10.000 km<sup>3</sup> (Iribarren *et al.*, 2003). Los registros sedimentarios más antiguos en estas cuencas datan del Mioceno inferior y medio. Se ha interpretado que todas ellas integraban la cuenca precursora del actual Mar de Alborán, cuyos límites se extendían por tanto más allá de los actuales (Comas *et al.*, 1992). La actual distribución de las cuencas, así como el relleno principal tiene lugar a partir del Tortoniense (e.g., Montenat *et al.*, 1990; Vera, 2000). Gran parte de las cuencas emergidas son marinas durante el Tortoniense, mientras que hacia el final del Mioceno (tránsito con el Plioceno) se produce su emersión y progresiva continentalización. La edad de la continentalización parece guardar una relación con su posición respecto a la línea de costas actual. Así, las cuencas más distantes de la línea de costas actual fueron las primeras en quedar aisladas, pasando a ser continentales (Iribarren *et al.*, 2003). Algunas de las cuencas han sufrido un importante levantamiento, como es el caso de la cuenca de Guadix-Baza en la que los sedimentos marinos se encuentran a 1600 m sobre el nivel del mar (Braga *et al.*, 2003).

### *La Cuenca del Mar de Alborán*

La Cuenca de Alborán es la mayor de las cuencas neógenas del Arco de Gibraltar, y la más occidental de las grandes cuencas mediterráneas. El volumen total de sedimentos que alberga asciende a ~120.000 km<sup>3</sup>, procedentes probablemente de los aportes desde Béticas y Rif (Iribarren *et al.*, 2003). La Cuenca de Alborán se desarrolla sobre una corteza continental fuertemente adelgazada que constituye un basamento irregular que está configurado por la interferencia entre planos de fallas de alto y bajo ángulo, y posibles superficies de paleo-relieves

(de la Linde *et al.*, 1996). Este basamento ha experimentado metamorfismo y fusión parcial durante su rápida exhumación (desde ~27 Ma hasta el Mioceno superior), acompañando a los procesos extensionales que finalmente dieron lugar por subsidencia y adelgazamiento cortical a la Cuenca del Mar de Alborán (Platt *et al.*, 1998; Soto y Platt, 1999).

La morfología irregular del basamento de la cuenca condiciona el desarrollo de tres depocentros mayores que corresponden con las sub-cuencas principales (Cuencas Oeste, Este y Sur de Alborán) (Comas *et al.*, 1999). En función de la geometría y valor del relleno sedimentario, se han diferenciado además otras cuencas menores, como son las de Motril y Málaga (cf. Figura 2-3) (Campillo *et al.*, 1992; Ercilla, 1992; Maldonado *et al.*, 1992). La geometría de su relleno sedimentario será descrita posteriormente en el apartado 5.2.2.

Se han reconocido seis unidades sismo-estratigráficas que aparecen limitadas por discordancias o discontinuidades de carácter regional (Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1999) (Figura 2-4). Los depósitos marinos más antiguos yacen directamente sobre el basamento y son de edad Aquitaniense?-Burdigaliense. Una particularidad de los depósitos basales de la Cuenca Oeste de Alborán es la existencia de sedimentos sub-compactados (o sobre-presurizados) (Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1992). Estos materiales sub-compactados dan lugar a un importante fenómeno de diapirismo de lodo que da nombre a una región concreta: la Provincia Diapírica de Lodo (Figura 2-3). La Provincia Diapírica de Alborán tiene una forma alargada NNO-SSE, ligeramente arqueada hacia el Este. Se desarrolla desde la Cuenca de Málaga (al Norte) hasta el Banco de Xauen (al Sur), ocupando los máximos depocentros de la Cuenca Oeste de Alborán (e.g. Bourgois *et al.*, 1992; Pérez-Belzuz *et al.*, 1997; Talukder, 2003). El diapirismo se inició durante el Mioceno medio, en relación con la deformación extensional de la cuenca (Soto *et al.*, 2003). Los diapiros perforan toda la pila sedimentaria y cuando llegan al fondo marino desarrollan volcanes de lodo (Comas *et al.*, 2003). Volcanes y diapiros se nutren siempre de las unidades inferiores de la pila sedimentaria (Sautkin *et al.*, 2003; Talukder *et al.*, 2003).

## **2.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA**

Los estudios geológicos y geofísicos sugieren que la estructura actual resulta de la superposición de sucesivas etapas de extensión (“*rifting*”) y subsidencia tectónica (en la Cuenca de Alborán) durante el Mioceno (de 22 a 9-8 Ma) y una reorganización compresiva posterior desarrollada desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Figura 2-4).

### *“Rifting” y exhumación del Dominio de Alborán*

El Dominio Cortical de Alborán cabalgó hacia el Oeste sobre los márgenes continentales Magrebí e Ibérico desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior, favoreciendo el desarrollo de un arco orogénico (Arco de Gibraltar). Las direcciones de avance del frente de deformación varían desde hacia NO, en Béticas (Banks y Warburton, 1991; Lonergan *et al.*, 1994), a Oeste, en el entorno del Estrecho de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1988; Platt *et al.*, 2003) y

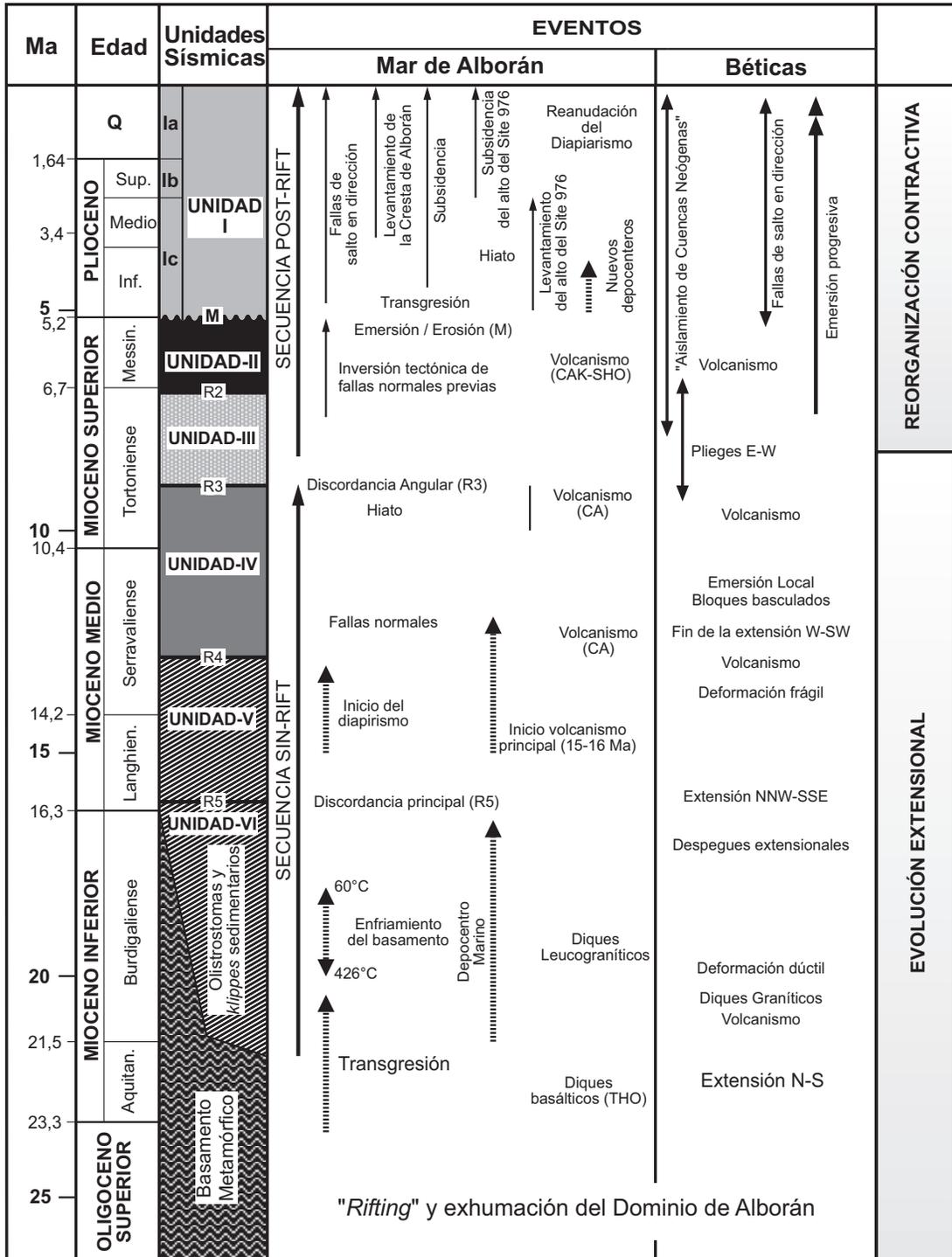


Figura 2-4. Evolución y principales eventos tectónicos de la Cuenca del Mar de Alborán en relación con los diferenciados en Béticas y Rif (modificado de Comas *et al.*, 1999).

hacia el OSO y S, en la región del Rif (e.g., Morley, 1992; Platzman *et al.*, 1993). El acortamiento en el frente del arco es coetáneo con el adelgazamiento y extensión de la corteza en el Domino de Alborán (e.g., García-Dueñas *et al.*, 1992).

Se ha puesto de manifiesto la existencia de dos sistemas extensionales mayores de edad Mioceno (Figura 2-4), uno con sentido de transporte del bloque de techo hacia NNO, durante el Burdigaliense superior–Langhiense, y otro con sentido OSO, durante el Serravaliense (e.g., García-Dueñas *et al.*, 1988, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Azañón *et al.*, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 1997, 2002). Las dataciones radiométricas de las rocas volcánicas y sub-volcánicas que afloran en Béticas y el Rif, prueban que un magmatismo toleítico a calcoalcalino acompañó a los procesos extensionales (e.g., Bellón *et al.*, 1983; Zeck *et al.*, 1992; El Bakkali *et al.*, 1998; Turner *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2005). En algunos afloramientos de rocas volcánicas calcoalcalinas de Béticas orientales (Cabo de Gata, Mazarrón y Mar Menor), se han hallado xenolitos pelíticos que evidencian procesos de fusión parcial de la corteza durante el Mioceno superior (9,7-9,1 Ma). Estos xenolitos son producto de la fusión de protolitos pelíticos a través de la reacción de deshidratación de biotita con tasas de fusión parcial del 40-55% (Cesare *et al.*, 1997, 2003).

El acortamiento en el cinturón periférico y la extensión cortical en el Domino de Alborán parecen haber concluido hacia el final del Mioceno. La tectónica extensional que afectó al Dominio de Alborán alcanzó también al contacto entre éste dominio y las unidades infrayacentes (Dominio Sudibérico y Magrebí), produciendo la inversión tectónica del Cabalgamiento Cortical de Gibraltar, con movimiento del bloque de techo (Dominio de Alborán) hacia el SE en Béticas occidentales y hacia el NE en el Rif (García-Dueñas *et al.*, 1992; Chalouan *et al.*, 1995; Balanyá *et al.*, 1997).

### *Reorganización contractiva*

Tanto los datos estructurales en el Dominio de Alborán como las estructuras mostradas por los perfiles sísmicos del subsuelo marino, indican que la extensión litosférica y el “*rifting*” principal cesaron en la Cuenca del Mar de Alborán en el Tortoniense superior (Figura 2-4). Los datos regionales indican que la compresión subsiguiente fue de dirección NO-SE, rotando a N-S en el Tortoniense superior y Plioceno medio, cambiando finalmente a NNO-SSE durante el resto del Plioceno y el Pleistoceno (e.g., Ott d’Estevou y Montenat, 1985; Montenat *et al.*, 1987; De Larouzière *et al.*, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997).

Esta fase contractiva produjo un levantamiento diferencial del arco, la formación de anticlinales de amplitud kilométrica de dirección E-O o ENE-OSO (e.g., García-Dueñas *et al.*, 1992) y la reactivación de fallas bajo un régimen inverso o de salto en dirección. Además de un acortamiento N-S, se produjo una importante elongación E-O de la Cuenca de Alborán que condicionó la emersión por plegamiento de algunos depocentros (Comas *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993). La etapa tectónica compresiva estuvo acompañada también de volcanismo (Figura 2-4), compuesto fundamentalmente por lavas de tipo shoshonítico a lamproítico y basaltos alcalinos, bien reconocidos en el sector oriental de Béticas y el Rif (e.g., Bellón *et al.*, 1983; Hernández *et al.*, 1987; Lonergan y White, 1997; Zeck *et al.*, 1998; Duggen *et al.*, 2005).

Fue esta etapa tectónica contractiva, en concomitancia a una subsidencia continuada en el ámbito marino y levantamientos diferenciales en Béticas y Rif, los que condicionaron la línea de costas actual del Mar de Alborán y numerosos rasgos de la fisiografía que hoy presenta el fondo marino (Comas *et al.*, 1992, 1999; Maldonado *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Docherty y Banda, 1995; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999; entre otros).

Al levantamiento reciente del arco, ha contribuido una tectónica transcurrente, activa desde al menos el Mioceno superior (Messiniense) (e.g., Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet, 1979; Sanz de Galdeano, 1983; Rutter *et al.*, 1986). Así, fallas de salto en dirección siniestras (cf. Figura 2-3), de direcciones E-O a NE-SO, y conjugadas NO-SE han continuado produciendo durante el Plio-Cuaternario el acortamiento N-S y alargamiento E-O de la región. Existe una cierta controversia respecto al periodo de actividad, e importancia, de estas fallas de salto en dirección. Algunos autores consideran que estas fallas han sido activas desde el Mioceno medio (Montenat *et al.*, 1987; Sanz de Galdeano, 1997) y se discute si tienen algunos segmentos aún activos (e.g., Keller *et al.*, 1995; Martínez-Díaz, 1998; Masana *et al.*, 2004; Gràcia *et al.*, 2006).

## 2.4 CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS

### *Estructura cortical*

Los datos y modelos geofísicos disponibles han permitido delimitar los rasgos principales de la estructura cortical del Arco de Gibraltar. Los datos de sísmica de refracción sugieren un importante adelgazamiento de la corteza desde Béticas centrales (35-38 km) hacia el Mar de Alborán (15-20 km) (Hatzfeld *et al.*, 1978; Banda y Ansorge, 1980; Medialdea *et al.*, 1986; Barranco *et al.*, 1990; Banda *et al.*, 1993; Gallart *et al.*, 1995). Estas variaciones de espesor cortical también han sido puestas de manifiesto por los modelos gravimétricos. Casas y Carbó (1990) integran por primera vez datos de la anomalía gravimétrica de Bouguer en Béticas y de Aire Libre en Alborán, mostrando que los gradientes de estas anomalías coinciden con la línea de costas. Basándose en este tipo de datos se han elaborado modelos corticales en 2D que analizan la transición entre Béticas y Alborán (Torne y Banda, 1992; Torne *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997). Estos modelos, al igual que los datos de sísmica de refracción, confirman que en el entorno de la línea de costas se produce un importante adelgazamiento cortical. Según estos autores la corteza bajo Béticas tiene un espesor máximo de 36-38 km, mientras que en Alborán la corteza se adelgaza alcanzado espesores medios en torno a 18-20 km. Por el contrario, los datos de sísmica de reflexión profunda ESCI-BÉTICAS que discurren desde el Macizo Ibérico hasta el Mar de Alborán, muestran una Moho esencialmente plana hasta las proximidades de la línea de costas (García-Dueñas *et al.*, 1994; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997; Martínez-Martínez *et al.*, 1997; Carbonell *et al.*, 1998).

Torne *et al.* (2000) proponen un modelo de corteza para el Mar de Alborán y regiones adyacentes en el que se combinan los datos de gravimetría y elevación con el flujo de calor regional, elaborando un modelo de la estructura litosférica en la región. Este modelo presenta por primera vez un patrón regional de espesor de corteza en el Arco de Gibraltar, que muestra

una corteza cuyo espesor varía entre los 14 km, en la transición entre la Cuenca Este de Alborán y la Cuenca Argelina (meridiano 1°-1,5° O) y los 36-37 km en un bulbo cortical localizado en Béticas y desplazado ligeramente al Norte con respecto a las mayores elevaciones topográficas (Sierra Nevada). En la mayor parte del Mar de Alborán, el espesor de corteza oscila entre 14 km en su extremo oriental y los 18 km bajo la Cuenca Oeste de Alborán. Hacia Béticas y Rif, en las proximidades de la línea de costas se produce un brusco engrosamiento cortical que siempre supera los 30 km. Los resultados de este modelo en la zona de transición entre el Mar de Alborán y la Cuenca Argelina (al Este del meridiano 1°O) son consistentes con el adelgazamiento cortical sugerido por los perfiles profundos de sismica de reflexión que proponen una zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica (Comas *et al.*, 1997; Mauffret *et al.*, 2004). Otros modelos de corteza han sugerido un engrosamiento cortical máximo de 38 km bajo Béticas (García-Castellanos *et al.*, 2002) y de 34-36 km para el Rif (Tadili *et al.*, 1986).

Modelos más generales de espesor cortical en el Mediterráneo occidental y Atlántico, basados en diversas técnicas de inversión gravimétrica y/o datos de geoide (e.g., Ziegler y Dèzes, 2004; Fullea Urchulutegui *et al.*, 2006; Fullea *et al.*, 2007), coinciden en reflejar el intenso adelgazamiento cortical que acontece en el entorno de la línea de costas de Alborán y que la región de máximo engrosamiento cortical mimetiza el arco.

### *La corteza profunda*

La corteza profunda en Béticas se caracteriza por presentar bajas velocidades sísmicas ( $V_p = 6,4-6,5 \text{ km s}^{-1}$ ) (Banda y Ansorge, 1980; Barranco *et al.*, 1990; Banda *et al.*, 1993), lo que se ha utilizado para postular la ausencia de una corteza inferior típica bajo el Dominio de Alborán (Banda *et al.*, 1993; García-Dueñas *et al.*, 1994). La corteza profunda en Béticas presenta además valores bajos de la razón  $V_p/V_s$ , lo que sugiere una corteza anómala rica en sílice (Carbonell *et al.*, 1998). La atenuación sísmica ha sido cuantificada aquí mediante el parámetro adimensional  $Q$  o factor de calidad, usando terremotos locales y regionales (Ibáñez 1990; Ibáñez *et al.*, 1990; Akinçi *et al.*, 1995; Mancilla, 2006).

Otro método geofísico con el que se ha abordado el estudio de la naturaleza de la corteza profunda en Béticas son los sondeos magneto-telúricos (Carbonell *et al.*, 1998; Pous *et al.*, 1999). Según estos autores existe una zona de baja conductividad en la corteza profunda, probablemente asociada con dominios corticales ricos en fluidos y/o parcialmente fundidos. Esta interpretación ha sido corroborada en Béticas centrales mediante técnicas de análisis de funciones receptoras (Juliá *et al.*, 2005).

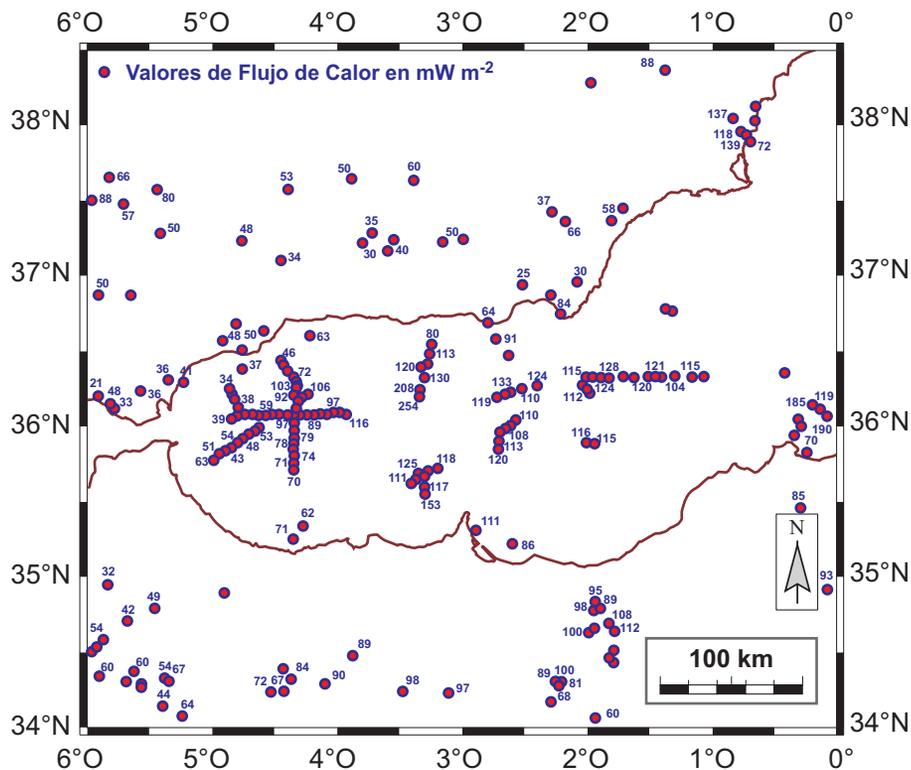
### *Flujo de calor y espesor litosférico*

Existen diversas medidas puntuales de flujo térmico superficial, tanto en Béticas (Albert Beltrán, 1979; Fernández *et al.*, 1998b), 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). Estas medidas en el mar fueron corregidas por Polyak *et al.* (1996) y Fernández *et*

*al.* (1998b) (según el efecto de sedimentación, de refracción térmica por estructura y de magmatismo reciente), estableciendo un mapa de flujo térmico regional para Béticas y Alborán. La base global de flujo de calor de Pollack *et al.* (1993) ha sido utilizada también para completar otras regiones como el extremo occidental de Argelia (Figura 2-5).

Los valores de medidas *in situ* de flujo de calor presentan diferencias máximas superiores a  $100 \text{ mW m}^{-2}$ , con máximos locales de hasta  $180\text{-}190 \text{ mW m}^{-2}$ , en la Cuenca Argelina y la Cuenca Este de Alborán, y mínimos de  $30\text{-}40 \text{ mW m}^{-2}$  en el Estrecho de Gibraltar. A lo largo del Mar de Alborán y de Este a Oeste existe una diferencia media de  $50 \text{ mW m}^{-2}$ , desde  $110\text{-}120 \text{ mW m}^{-2}$  en la Cuenca Este de Alborán hasta  $60\text{-}70 \text{ mW m}^{-2}$  en la Cuenca Oeste de Alborán. En el Norte de África hay un incremento progresivo del flujo de calor de Oeste a Este.

Los valores de flujo de calor superficial se pueden relacionar con el espesor litosférico. Así, del patrón regional de flujo de calor se deduce que en la región de estudio hay importantes variaciones de espesor litosférico, con un mínimo en la Cuenca Argelina y un máximo bajo el Estrecho de Gibraltar. Los espesores de manto litosférico han sido estimados en la región por diversos autores, sugiriendo un máximo de  $120\text{-}140 \text{ km}$  bajo el Estrecho de Gibraltar y un mínimo en la Cuenca Argelina donde se pueden alcanzar hasta  $45\text{-}55 \text{ km}$  (Torre *et al.*, 2000;



**Figura 2-5.** Distribución de puntos de medida de valores de flujo de calor en el Arco de Gibraltar (en  $\text{mW m}^{-2}$ ); tomados de Albert Beltrán (1979) y Fernández *et al.* (1998b) para Béticas y Polyak *et al.* (1996) para la Cuenca de Alborán, Rimi *et al.* (1998) para el margen africano y completados con los datos de Pollack *et al.* (1993).

Jiménez-Munt *et al.*, 2001; Fullea Urchulutegui *et al.*, 2006). El patrón de adelgazamiento litosférico descrito por alguno de estos autores reproduce en parte el patrón de engrosamiento cortical. En otras, como Béticas orientales, siguen tendencias diferentes, adelgazándose el manto litosférico hacia el SE cuando la corteza lo hace hacia el S y E, lo que sugeriría que la corteza y el manto litosférico están desacoplados (Torne *et al.*, 2000).

### *Tomografía*

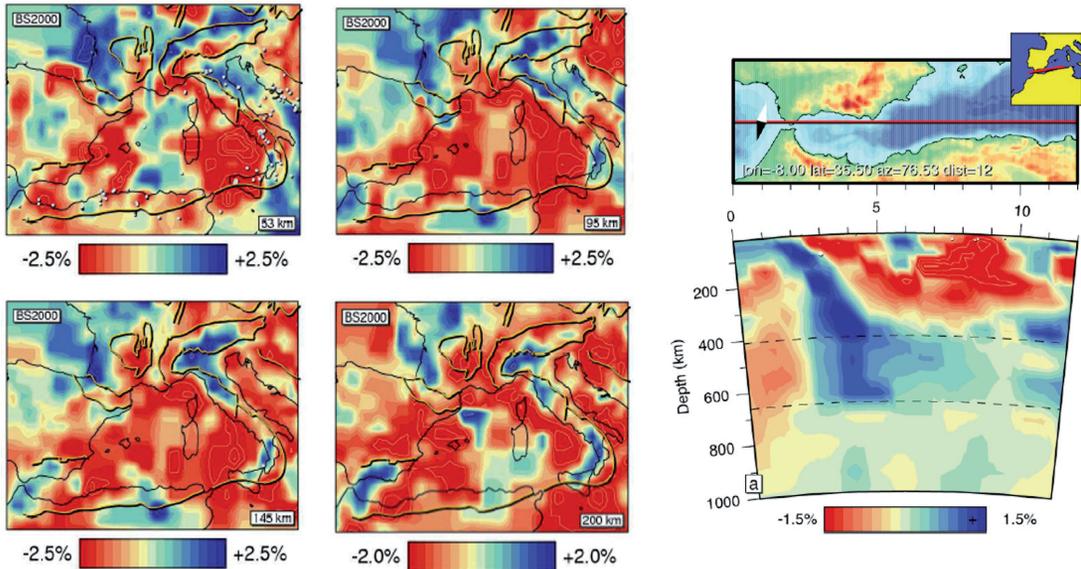
En los últimos años se han desarrollado diferentes modelos de tomografía para determinar la geometría y naturaleza de las capas del manto en el entorno del Mediterráneo, centrándose algunos modelos en la región del Arco de Gibraltar (e.g., Blanco y Spakman, 1993; Spakman *et al.*, 1993; Seber *et al.*, 1996a, 1996b; Gurría *et al.*, 1997; Piromallo y Morelli, 1997; 2003; Bijwaard *et al.*, 1998; Calvert *et al.*, 2000a). En general todos estos modelos tomográficos ponen de manifiesto la presencia de una anomalía sísmica positiva bajo el Arco de Gibraltar. Blanco y Spakman (1993) y Spakman *et al.* (1993) describieron esta anomalía, visible a profundidades entre 200 km y 660 km. Seber *et al.* (1996a, 1996b), Bijwaard *et al.* (1998) y Calvert *et al.* (2000a, 2000b) encontraron otra anomalía en la parte más alta del manto, sugiriendo la existencia de dos cuerpos de alta velocidad desconectados. Seber *et al.* (1996a) y Piromallo y Morelli (1997, 2003) hallaron además que esta anomalía se prolonga más al Sur del Arco de Gibraltar, por el Norte de Marruecos.

Uno de los últimos estudios de tomografía es el modelo BS2000 (Bijwaard y Spakman, 2000). De acuerdo con este modelo, la mencionada anomalía sísmica de alta velocidad bajo el Arco de Gibraltar, se extiende desde la base de la corteza a través de todo el manto superior (Figura 2-6). La parte más profunda de esta anomalía positiva se prolonga hacia el ENE del arco. En la base del manto superior la anomalía se sitúa bajo el Este de Iberia y el Surco de Valencia. La geometría global de este dominio de alta velocidad en el manto superior muestra un elemento arqueado, más abierto que el Arco de Gibraltar y que buza fuertemente hacia el Este, alcanzando la base de la zona de transición (discontinuidad de 660 km) (sección en la Figura 2-6).

## **2.5 MODELOS GEODINÁMICOS**

Para explicar el origen y evolución Neógena del Arco de Gibraltar se han propuesto diversos procesos, desde el diapirismo mantélico (Weijermars, 1985) hasta mecanismos de subducción propios de cuencas de retro-arco (e.g., Biju-Duval *et al.*, 1978; Lonergan y White, 1997; Gutscher *et al.*, 2002). Las principales hipótesis se esquematizan en la Figura 2-7 y pueden agruparse según tres procesos alternativos:

(1) *Colapso extensional post-orogénico*, asociado a la remoción convectiva de una raíz fría e inestable de manto litosférico engrosado (Platt y Vissers, 1989). La remoción de la raíz litosférica por convección térmica produce un aumento de la energía potencial en el orógeno y por ende, de la elevación (Houseman y Molnar, 2001). El incremento de energía potencial conlleva un aumento de los esfuerzos horizontales de tensión que promueven la extensión de la



**Figura 2-6.** Imágenes de tomografía a cuatro profundidades (53, 95, 145 y 200 km) del Mediterráneo Occidental y las regiones circundantes según el modelo BS2000 (Bijwaard y Spakman, 2000). Los colores indican el porcentaje de desviación de las velocidades sísmicas respecto al modelo de referencia ak135 (Kennett *et al.*, 1995). En el margen derecho de la figura se ilustra una sección de los primeros 1000 km de manto bajo el Arco de Gibraltar y la Cuenca Argelina (tomado de Bijwaard y Spakman, 2000). Los puntos blancos marcan la posición de los terremotos de magnitud superior a 4,8 proyectados desde una distancia máxima de 25 km respecto a la sección. Las líneas discontinuas marcan la posición de las discontinuidades de 410 km y 660 km.

región orogénica y la exhumación rápida de los niveles corticales más profundos. Los esfuerzos horizontales describirían un patrón radial, que combinado con la convergencia continuada de África y Eurasia, promovería además un acortamiento en las zonas externas del orógeno (Dominios Sudibérico y Magrebi).

(2) *Delaminación* del manto litosférico bajo el orógeno del Arco de Gibraltar (García-Dueñas *et al.*, 1992; Seber *et al.*, 1996a, 1996b; Calvert *et al.*, 2000a, 2000b). Este modelo comparte algunas características con los modelos de remoción convectiva. La principal diferencia estriba en el modo en que se produce la remoción de la raíz litosférica y en la magnitud del proceso. Como consecuencia de procesos térmicos y/o mecánicos, la raíz litosférica se desprendería progresivamente hacia el Oeste y NO, donde parte de la raíz podría permanecer aún conectada con la corteza (Figura 2-7). A medida que se desprende la raíz litosférica, se produce la entrada de material astenosférico caliente que alcanzaría la base de la corteza, induciendo su calentamiento, el aumento de elevación topográfica y por ende la extensión en el Dominio de Alborán.

(3) *Retroceso* (“roll-back”) de una lámina litosférica que subduce bajo el Dominio de Alborán (Royden, 1993; Lonergan y White, 1997). Esta lámina corresponde a la antigua corteza oceánica del Tethys. Cuando la velocidad de subducción supera la tasa de convergencia im-

puesta por la placa africana y euroasiática, la zona de subducción comienza a migrar hacia el Oeste. Con esta migración la corteza suprayacente sufre un intenso adelgazamiento. Al Norte y Sur de la zona de subducción, la migración hacia el Oeste se ralentiza por la proximidad de las cortezas de Iberia y África, mientras que en la zona central el movimiento se produjo con mayor velocidad. Esto conlleva el movimiento del Dominio de Alborán hacia el Oeste, superponiéndose a ambos márgenes de Iberia y África, mientras se extendía en la misma dirección. Existen otros muchos modelos que sugieren procesos de subducción con matices distintos en cuanto a la dirección y geometría de la lámina que subduce (e.g., Blanco y Spackman, 1993; Spakman *et al.*, 1993; Zeck, 1997, 1999; Morales *et al.*, 1999; Jolivet y Faccena, 2000; Gutscher *et al.*, 2002, 2006) o a la evolución espacial y temporal del vulcanismo que tendría asociado (e.g., El Bakkali *et al.*, 1998; Duggen *et al.*, 2004, 2005; Gill *et al.*, 2004)

Bijwaard y Spakman (2000) (BS2000, cf. Figura 2-6) han propuesto un modelo para el Arco de Gibraltar que retoma algunas de las ideas de las hipótesis anteriores, defendiendo la subducción de una litosfera oceánica. Estos autores enfatizan el hecho de que la anomalía de alta velocidad bajo Béticas y Alborán corresponde con un elemento litosférico inestable que se hunde de manera pasiva en el manto. Este proceso induce un retroceso de la litosfera que sub-

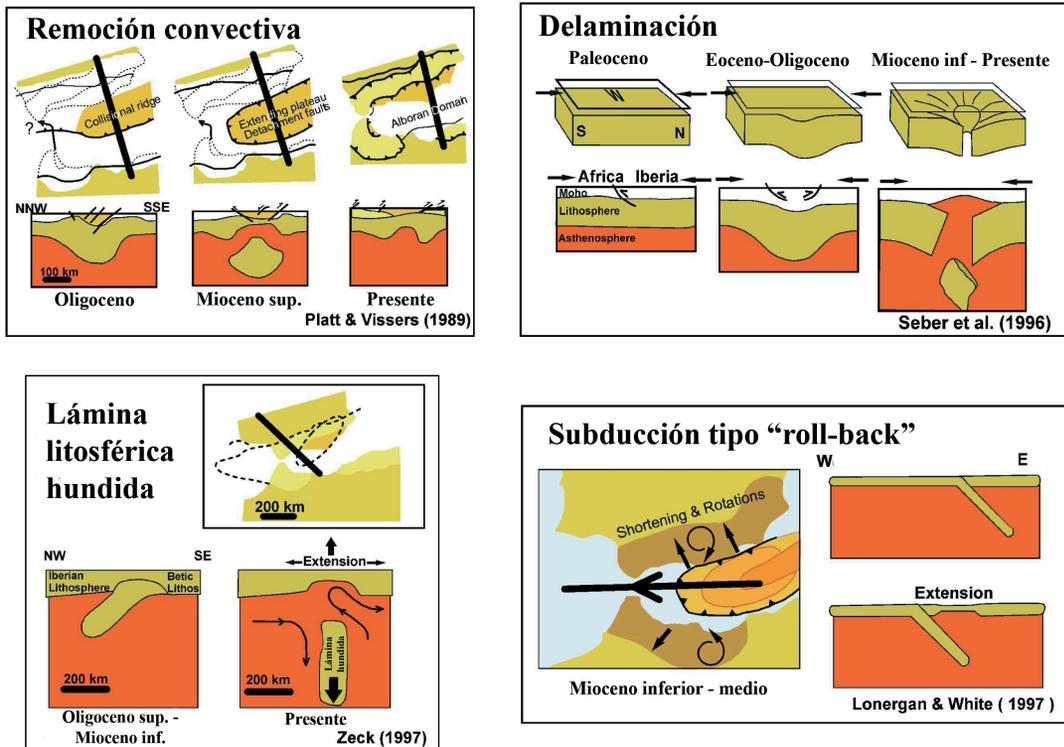


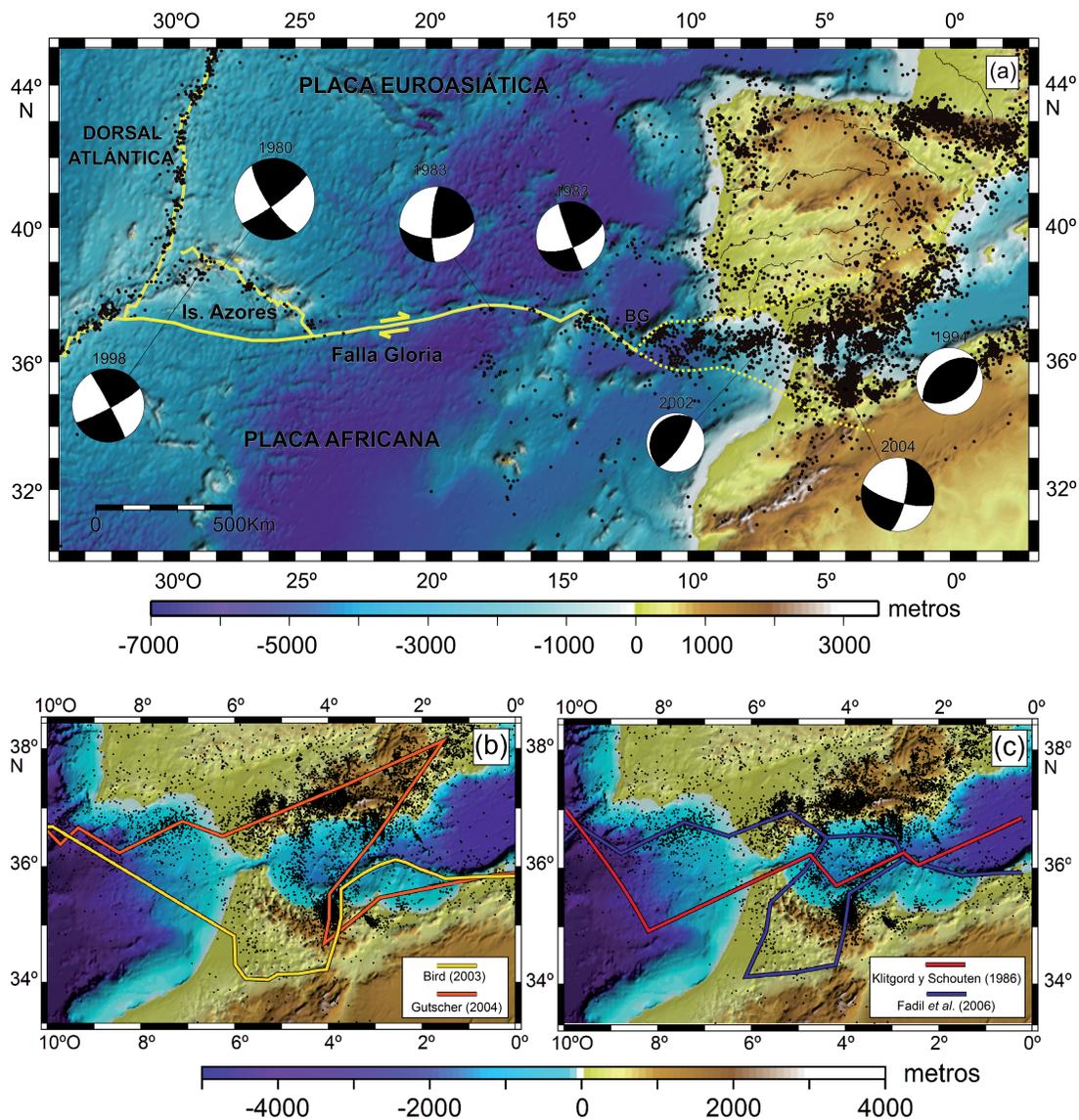
Figura 2-7. Esquema de los principales modelos geodinámicos propuestos para explicar el origen y evolución del Arco de Gibraltar (modificado de Calvert *et al.*, 2000a).

duce (“*roll-back*”) lo que favorece el avance del bloque de techo hacia el SO, dando lugar en superficie a una cuenca en la parte trasera del arco (Cuenca Argelina y Alborán). Cuando este proceso alcanza la zona más occidental del Mediterráneo, el estrecho corredor que queda entre los márgenes de Iberia y África promueve el fuerte arqueamiento de la litosfera que subduce. A lo largo del margen Africano el “*roll-back*” ha avanzado más hacia el Oeste de lo que lo ha hecho en Béticas, donde la tomografía sugiere que el desgarre litosférico se ha inhibido o está temporalmente bloqueado. Para estos autores, el desprendimiento progresivo de la litosfera hacia el Oeste es consistente con la evolución temporal y espacial del vulcanismo, de calcoalcalino a alcalino, y con el levantamiento reciente de las cuencas neógenas en Béticas.

## 2.6 DEFORMACIÓN ACTUAL EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

El límite de placas Eurasia-África en su segmento más occidental se extiende desde la dorsal atlántica hasta la región del Tell (Figura 2-8a). En este segmento el movimiento entre ambas placas posee una importante componente oblicua de convergencia, resuelta con una falla neta de salto en dirección que se prolonga desde el punto triple de las Azores hasta el Oeste del Estrecho de Gibraltar. Los estudios geofísicos sobre el punto triple de las Azores sugieren que la velocidad de expansión de la dorsal centro-atlántica al Sur es menor que la velocidad observada más al Norte (e.g., Fernandes *et al.*, 2004), lo que promovería un movimiento transcurrente dextrorso a lo largo del límite entre las placas Africana y Euroasiática en sus dominios de litosfera oceánica. La sismicidad a lo largo de este segmento del límite de placas se concentra en una banda estrecha que dibuja un límite de placas neto (e.g., falla Gloria) (Grimison y Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Sin embargo, al Este del meridiano 13°O, ya en el Arco de Gibraltar y en el prisma de acreción visible en el Golfo de Cádiz, la sismicidad se distribuye en una región más amplia y la posición del límite de placas se hace más compleja y difusa (Figura 2-8a). Este hecho ha propiciado que se hayan desarrollado numerosos trabajos que discuten la posición y la naturaleza del límite Eurasia-África en el entorno del Arco de Gibraltar (e.g., Klitgord y Schouten, 1986; Jiménez-Munt *et al.*, 2001; Bird, 2003; Gutscher, 2004; Fadil *et al.*, 2006) (Figura 2-8b y 2-8c).

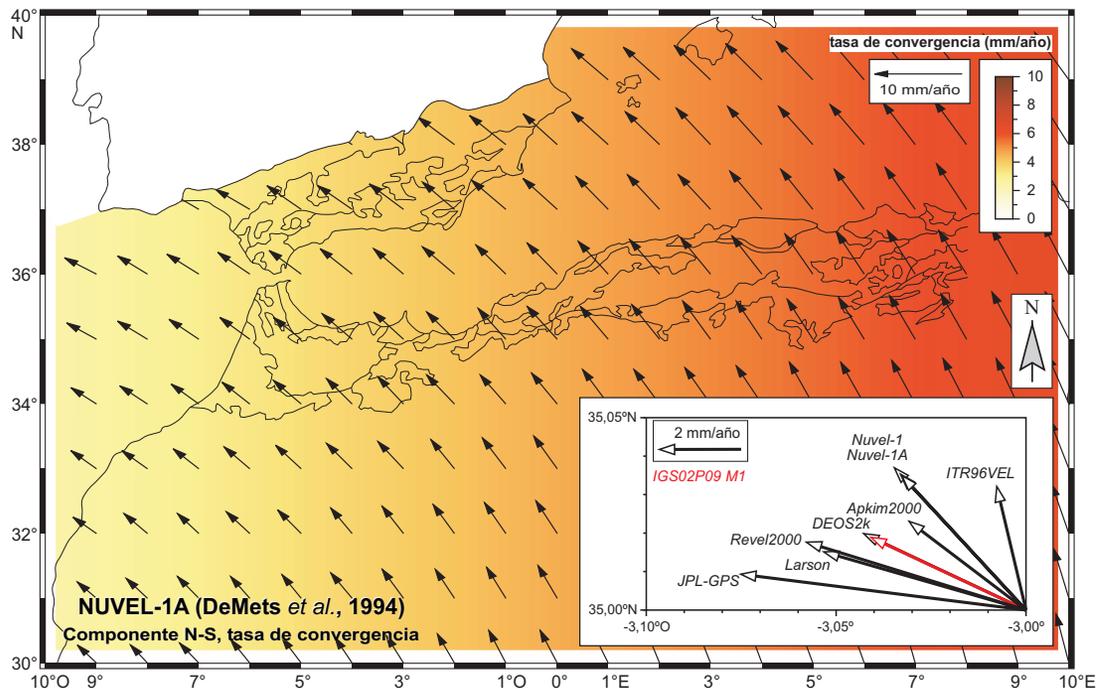
El Arco de Gibraltar se ubica por tanto en una zona amplia de deformación, ligada a un límite de placas convergente (África y Eurasia) que ha tenido trayectorias de convergencia variables desde el Cretácico. Las reconstrucciones cinemáticas demuestran que en el Mediterráneo occidental ambas placas han experimentado una convergencia de componente N-S (~200 km) durante el intervalo Oligoceno medio – Mioceno superior, seguido de 50 km de convergencia NO-SE desde entonces (Tortonense 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). La deformación actual en el Arco de Gibraltar estará condicionada por la convergencia NO-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).



**Figura 2-8.** (a) Mapa de distribución de la sismicidad en el límite de placas África-Eurasia en su extremo occidental. Los datos topográficos y batimétricos proceden de la base global Sandwell y Smith (1997). Los datos de sismicidad se han tomado del catálogo global del USGS (1980-2006). Sólo se han representado los eventos de magnitud  $\geq 2,5$ . Los mecanismos focales corresponden a los terremotos de mayor magnitud ( $M_w > 5,5$ ) registrados en la región en las dos últimas décadas (tomados del catálogo del USGS y el IAG). Sirvan éstos para ilustrar de manera general las variaciones del régimen de esfuerzos de Oeste a Este. La línea discontinua marca la región en la que la sismicidad se distribuye de manera amplia y el límite de placas se hace difuso. BG: Banco de Gorringe. (b) Posición del límite de placas Eurasia-África en el Arco de Gibraltar según Bird (2003) y Gutscher (2004). (c) Posición del límite de placas Eurasia-África en el Arco de Gibraltar según Klitgord y Schouten (1986) y Fadil *et al.* (2006).

Los modelos geodésicos globales predicen una convergencia actual con una importante componente oblicua y un movimiento hacia el NO de África respecto a Eurasia. Sin embargo, existe una dispersión notable entre las direcciones de convergencia reconstruidas con cada modelo (Figura 2-9), condicionada por las diversas soluciones del polo de rotación. Entre todos ellos, NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994) es el modelo más comúnmente utilizado para determinar el movimiento relativo de placas. Para el Mediterráneo occidental, tomándolo como referencia, se infiere que en un punto de latitud 37° N y longitud 3° O 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 N319°E (Figura 2-9). Otros modelos como el DEOS2k (Fernandes *et al.*, 2003) o el IGS02P09 (Nocquet y Calais, 2004) predicen velocidades de convergencia hasta un 40% más bajas y con una componente NO mayor (cf. Figura 2-9).

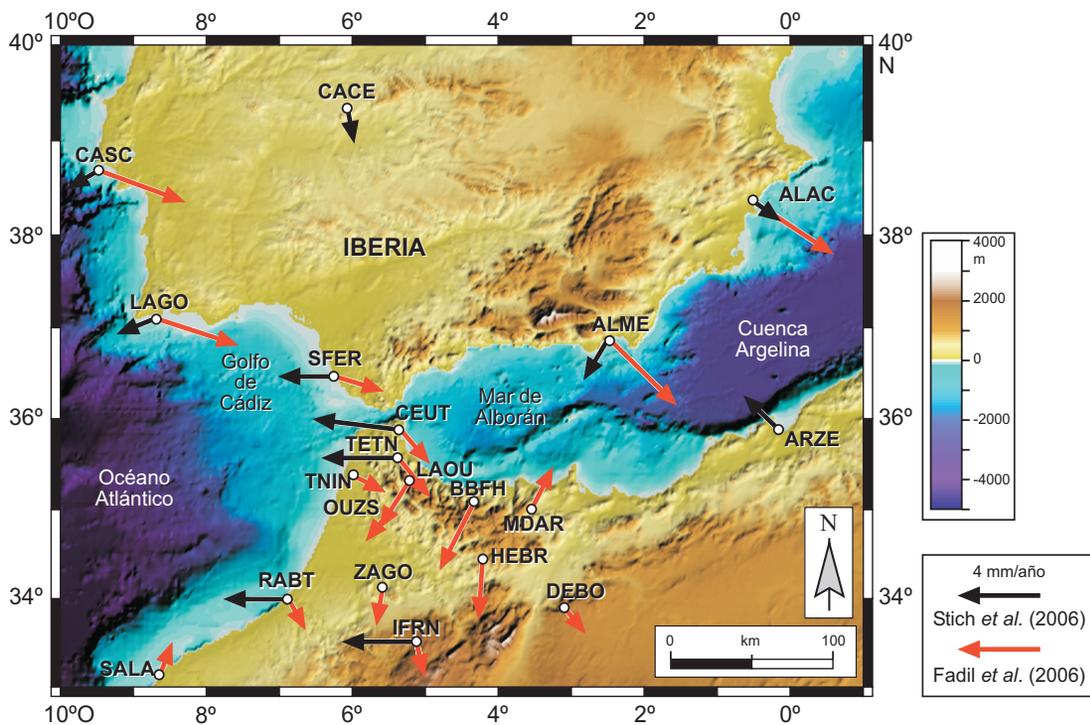
Los modelos más recientes de deformación actual para el límite de placas Eurasia-África en el Mediterráneo occidental (e.g., Jiménez-Munt y Negredo, 2003) predicen direcciones actuales de compresión en la Península Ibérica con una orientación NNO-SSE a NO-SE, que



**Figura 2-9.** Tasa de convergencia de la placa Africana respecto a Eurasia calculada a partir del modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994). También se muestra la componente N-S del movimiento según una escala de color. Obsérvese como el valor de la tasa de convergencia está en el intervalo 5-6 mm/año para el Arco de Gibraltar y alrededores. El diagrama de la esquina inferior derecha muestra la orientación y magnitud de los vectores de convergencia de África respecto a Eurasia según algunos de los principales modelos geodésicos para un punto de latitud 35°N y longitud 3°O. NUVEL-1 (DeMets *et al.*, 1990), NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994), JPL-GPS (Argus y Heflin, 1995), Larson (Larson *et al.*, 1997), ITR96VEL (Zhang *et al.*, 1999), APKIM2000 (Drewes y Angermann, 2001), REVEL2000 (Sella *et al.*, 2002), DEOS2K (Fernandes *et al.*, 2003) e IGS02P09 (Nocquet y Calais, 2004).

coinciden 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, entre otros).

Aunque son más escasos, también existen algunos modelos de deformación establecidos según datos de GPS, procedentes de redes con registro continuo y campañas con medidas discontinuas (Reilly *et al.*, 1992; Fadil *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2006) (Figura 2-10). Estos datos con frecuencia se desvían de los vectores de convergencia establecidos según los modelos geodésicos globales, demostrando la existencia de deformaciones locales superpuestas a la convergencia de placas. Estas redes son relativamente nuevas en la región y su periodo de registro es reducido, por lo que los datos son aún escasos y la magnitud de los movimientos deducidos suele estar contenida en el rango de error de las medidas. Para algunas estaciones comunes, las distintas reconstrucciones proponen notables desviaciones en el azimut y magnitud de los movimientos (Figura 2-10). No obstante, esta herramienta una vez tenga una red mayor de estaciones desplegadas y con un periodo de observación más largo, permitirá refinar la magnitud de los movimientos, estableciéndose el patrón de deformación actual en la región.



**Figura 2-10.** Campo de velocidades en el Mediterráneo occidental a partir de datos de GPS. Se comparan los vectores de velocidad (mm/año) propuestos por Fadil *et al.* (2006) (el sistema de referencia es África fija) y Stich *et al.* (2006) (el sistema de referencia es Eurasia fija). Modelo de elevaciones tomado de la base de datos SRTM combinado con la base batimétrica GEBCO 97 (IOC-IHO).

---

# SISMICIDAD

El contacto entre las placas Africana y Eurasiática en el Mediterráneo occidental es una región amplia de deformación, con límites difusos, donde se discute la naturaleza y localización del límite entre ambas placas (e.g., Udías y Buforn, 1991; Gutscher, 2004; Stich *et al.*, 2003a, 2006; Fadil *et al.*, 2006). Esta región se caracteriza por una actividad sísmica con una amplia distribución espacial, que no alcanza a definir, de manera clara, un límite neto. Este segmento del límite Eurasia-África ha sido estudiado desde muy diversos frentes, como estudios de sismotectónica (e.g., Buforn *et al.*, 1995, 2004; López-Casado *et al.*, 2001), modelos mecánicos de tipo “*thin sheet*” (Jiménez-Munt *et al.*, 2001; Jiménez-Munt y Negredo, 2003), modelos geodésicos de movimiento de placas y modelos de deformación actual a partir de observaciones de GPS (e.g., McClusky *et al.*, 2003; Fadil *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2006). Todos estos estudios tienden a coincidir en los aspectos más generales de la región, poniendo de manifiesto la complejidad de la distribución de la sismicidad y del estado de esfuerzos imperante.

Junto con los registros sísmicos instrumentales existen también datos históricos de terremotos que conllevaron importantes daños materiales y humanos. La magnitud ( $M_w$ ) de algunos de ellos ha podido ser calculada, siendo superior a 5,0 (e.g., Stich *et al.*, 2003b; Udías *et al.*, 2005). El catálogo de terremotos históricos en el Arco de Gibraltar es extenso y los más antiguos se remontan al año 343 a.C.; estando mejor documentado en el Sur de la Península Ibérica que en el Norte de África. En la Tabla B-1 (Apéndice B) se presentan de manera resumida los principales terremotos históricos de la región (estrellas en la Figura 3-1).

### **3.1 DATOS SISMOLÓGICOS**

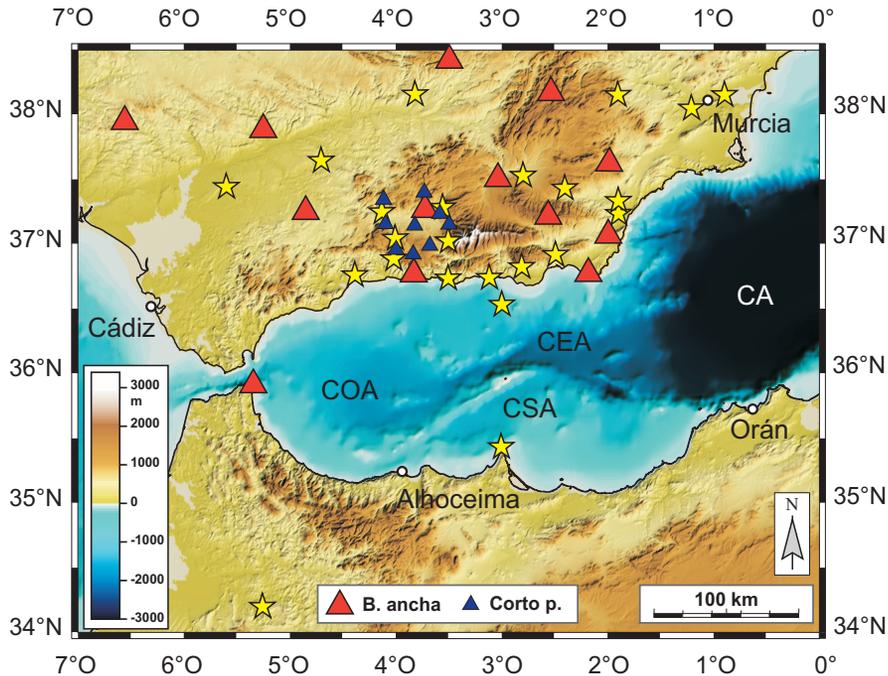
La sismicidad en el Arco de Gibraltar es registrada fundamentalmente por dos redes sísmicas que operan tanto en el Sur peninsular como en el Norte de África: la red del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y la red del Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada (IAG).

Los datos de sismicidad utilizados en este trabajo proceden del catálogo de la red sísmica del IAG. Esta red está compuesta por estaciones de corto periodo y otras de banda ancha situadas fundamentalmente en el Sur de Iberia y puntualmente en el Norte de África (Figura 3-1). La red de microsismicidad (o corto periodo) tiene 9 estaciones, desplegadas en el entorno de la Cuenca de Granada y equipadas con sensores verticales (Mark o Ranger) de 1 segundo de periodo natural. La transmisión del movimiento del suelo de las estaciones remotas se realiza en tiempo real, vía radio, al IAG en su sede del Observatorio de Cartuja. Desde 1992, este centro dispone de un sistema de adquisición informatizado que 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; registrándose también sobre papel térmico continuo. La red de banda ancha consta de 13 estaciones distribuidas por el Sur de la Península Ibérica y una en la costa mediterránea de Marruecos. 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.

#### *Fuentes de error en la localización de la sismicidad*

Para la localización de eventos sísmicos, el IAG utiliza rutinariamente un modelo general de tierra formado por tres capas planas y un semiespacio. 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  $5,6 \text{ km s}^{-1}$ . Para la segunda capa, que se extiende hasta una profundidad de 40 km, se asume una  $V_p$  de  $6,6 \text{ km s}^{-1}$ . Entre 40 km y 60 km, se asigna una  $V_p$  de  $7,8 \text{ km s}^{-1}$  y a mayor profundidad se asume una capa infinita con  $V_p$  de  $8,1 \text{ km s}^{-1}$ .

Este modelo de tierra, al estar constituido por capas planas homogéneas, asume que no existen cambios laterales de densidad entre los distintos dominios geológicos del Arco de Gibraltar. 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 puede estar 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 Alhoceima. Aquí los eventos se podrán ver desplazados hacia el Norte con respecto a su posición real, dado que en el trayecto desde la zona epicentral hasta la mayoría de 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, un basamento metamórfico y un notable adelgazamiento cortical). Por tanto, la localización de los terremotos está probablemente afectada por errores en el tiempo origen



**Figura 3-1.** Localización de las estaciones de banda ancha y de corto periodo de la red sísmica del Instituto Andaluz de Geofísica en el área de estudio. Se muestra también la posición aproximada de los terremotos históricos (estrellas) detallados en la Tabla B-1 (Apéndice B), tomados de Vidal (1986), Poirier y Taher (1980), Martínez-Solares y Mezcu Rodríguez (2002) y de las bases de datos públicas del IAG e IGN. Base topográfica construida con los modelos SRTM (NASA-USGS) y GEBCO 1997 (IOC-IHO). CA: Cuenca Argelina; CEA: Cuenca Este de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán.

derivados del modelo de velocidades (e.g., Posadas *et al.*, 2002). El desarrollo de modelos tridimensionales de velocidad como los elaborados en otras regiones (e.g., Chen y Willemann, 2001; Johnson y Vincent, 2002; Husen *et al.*, 2003) permitiría refinar la localización de los eventos sísmicos, minimizando la incidencias de estas fuentes de error.

Las técnicas de localización relativa de terremotos en áreas pequeñas también permiten disminuir este tipo de error (e.g., Bott y Wong, 1995; Dodge *et al.*, 1995; Waldhauser y Ellsworth, 2000). Como ya se ha demostrado en la región, constituyen una herramienta potente para refinar la localización de los terremotos y realizar trabajos de detalle (e.g., Stich *et al.*, 2001; Saccoroti *et al.*, 2002).

A pesar de estas limitaciones y tal y como se ha demostrado y discutido en trabajos previos (e.g., Morales *et al.*, 1997, 1999; Serrano, 1999; Posadas *et al.*, 2002), la base de datos del IAG puede ser utilizada para caracterizar los rasgos sismotectónicos generales de la región aquí estudiada. Consciente de la problemática inherente a los datos del IAG en la región del Norte de África, se será especialmente cuidadoso en cuantas interpretaciones se hagan aquí a partir de los datos de sismicidad en la región del Rif.

## Filtros

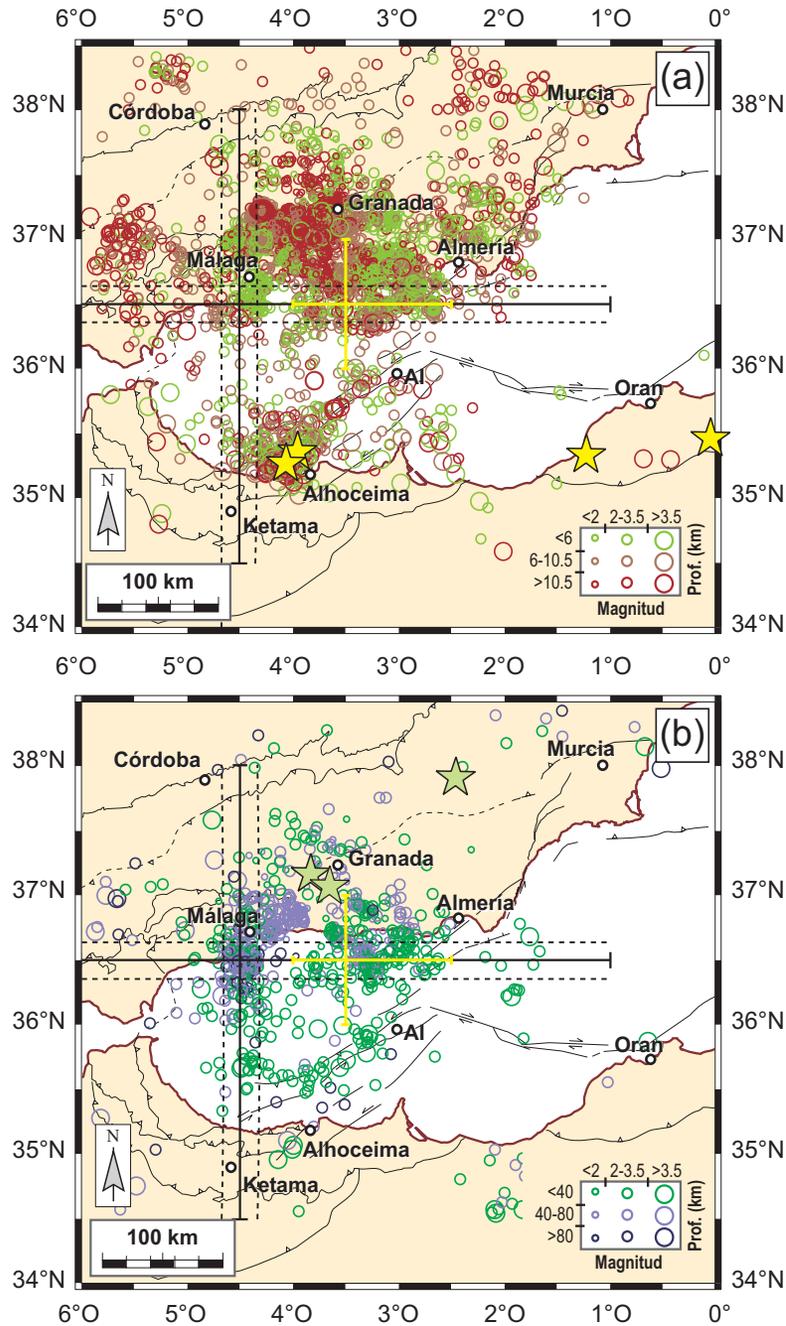
El catálogo total de eventos localizados por el IAG ha sido estudiado en la ventana temporal que comprende el periodo desde 01/01/1992 a 01/01/2005. La base de datos del IAG para este intervalo recoge más de 30.000 eventos. Con el fin de eliminar aquellos eventos que pueden tener mayor error en sus características hipocentrales, la base de datos se ha filtrado por magnitud ( $M_d > 1,5$ ), número de estaciones utilizadas en la localización ( $> 4$ ) y según un umbral de error en su localización ( $RMS < 0,4$ ). 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. Después de aplicar tales filtros el número de eventos se reduce a 7206.

## 3.2 DISTRIBUCIÓN GENERAL DE LA SISMICIDAD

Los eventos sísmicos en el Arco de Gibraltar se caracterizan por ser someros y de magnitud moderada ( $M_w < 5,5$ ), con una amplia distribución espacial en la que el número de terremotos registrados disminuye hacia el Este, en la Cuenca Argelina (Figura 3-2). Con frecuencia la actividad microsísmica ( $M_d < 3$ ) se concentra formando agrupamientos de terremotos que corresponden en algunos casos con series sísmicas que albergan terremotos de mayor magnitud. En el Arco de Gibraltar se pueden distinguir tres regiones con una concentración preferente de eventos sísmicos y en las que suelen concurrir la mayoría de las series sísmicas: en Béticas centrales, alrededor de la Cuenca de Granada; en el margen Norte de Alborán, entre los meridianos de Motril ( $3,5^\circ$  O) y Almería ( $2,5^\circ$  O); y en el margen Sur de Alborán, en la región próxima a Alhoceima.

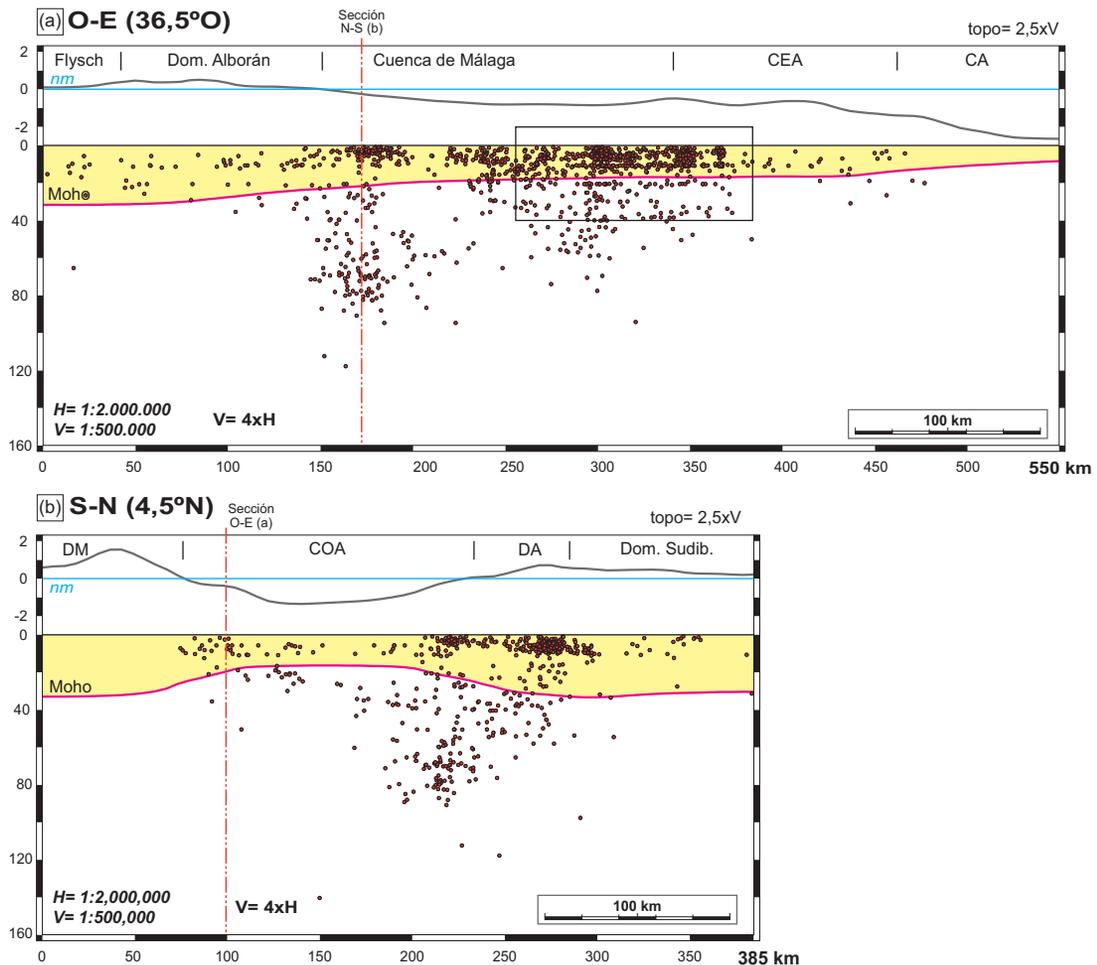
La distribución en profundidad de la sismicidad en el arco pone de relieve que la mayor parte de los eventos tienden a concentrarse en la porción superior de la corteza (Figura 3-2a). La sismicidad más somera ha sido objeto de diversos estudios que intentan relacionar los terremotos con algunas de las fallas activas que se observan en la región (e.g. Sanz de Galdeano *et al.*, 1995; López-Casado *et al.*, 2001; Reicherter *et al.*, 2003; Azañón *et al.*, 2004; Masana *et al.*, 2004; Marín-Lechado *et al.*, 2005; Gràcia *et al.*, 2006). Esta sismicidad más somera también ha sido utilizada para reconstruir el estado de esfuerzos a partir de sus mecanismos focales (Udías y Buforn, 1991; Rebai *et al.*, 1992; Buforn *et al.*, 1995, 2004; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993, 1999; López-Casado *et al.*, 2001; Muñoz *et al.* 2002; Stich *et al.*, 2003a, 2005, entre otros). Todos estos estudios coinciden en proponer un patrón de deformación complejo para el Arco de Gibraltar, enmarcado en un límite convergente entre las placas Africana (actualmente diferenciada como Nubia) y Eurasiática.

También se registran numerosos eventos de profundidad intermedia que quedan localizados en el manto (30-150 km) y que han sido estudiados en detalle por diversos autores (e.g., Buforn *et al.*, 1991; Buforn y Coca, 2002). Estos eventos se encuentran agrupados en una región concreta, bajo la Cuenca Oeste de Alborán y hacia el Norte, en la región de Béticas próxima a Málaga (Figura 3-2b). Se encuentran también algunos eventos más al Este, en el margen de Almería (entre los meridianos  $3,5^\circ$  O y  $2,5^\circ$  O). La sección cortical de orientación



**Figura 3-2.** Mapa de distribución de la sismicidad según profundidad y magnitud ( $M_d \geq 1,5$ ) en el Arco de Gibraltar para el intervalo 1992-2004. (a) Sismicidad cortical. La posición de los terremotos con  $M_w > 5,5$  se indica con una estrella. (b) Sismicidad en el manto. La posición de los terremotos profundos ( $> 600$  km) está marcada con una estrella. La distinción entre sismicidad de la corteza y del manto se ha realizado utilizando el modelo de corteza establecido en este estudio (Capítulo 5). Se señala la posición de las secciones litosféricas de la Figura 3-3 (en negro) y la Figura 3-7 (en amarillo). Con un trazo discontinuo se indica la banda de sismicidad proyectada sobre las mismas. Los datos proceden de la base del IAG y han sido seleccionados de acuerdo con los filtros descritos en el texto. AI: Isla de Alborán.

O-E que se muestra en la Figura 3-3a y que discurre paralela al margen Norte de Alborán, desde la región de los Flyschs hasta la Cuenca Argelina, evidencia la presencia de un número importante de terremotos localizados en el manto. Bajo la Cuenca Oeste de Alborán la sismicidad en el manto se extiende hasta unos 120 km de profundidad, aunque la mayor parte de los eventos tienden a concentrarse en torno a 80 km. Hacia el Este de la Cuenca de Málaga existe otra región con sismicidad en el manto. En este caso, los terremotos son más someros (< 50 km) y se concentran en la parte más alta del manto. La Figura 3-3b ilustra una sección N-S que se extiende desde el Rif hasta Béticas, a través de la Cuenca Oeste de Alborán. En esta sección se observa como la mayor parte de la sismicidad del manto se localiza en el margen Norte de Alborán, bajo la zona donde el adelgazamiento cortical es más intenso.



**Figura 3-3.** Secciones litosféricas que ilustran la distribución en profundidad de la sismicidad en dos cortes a través del arco: (a) O-E y (b) S-N. La posición de estos cortes se indica en la Figura 3-2. En cada sección se ha proyectado la sismicidad contenida en una franja de 30 km centrada en el perfil. En la sección O-E se enmarca el área de la Figura 3-7a. En la parte superior de cada sección se reproduce la topografía. CA: Cuenca Argelina; CEA: Cuenca Este de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán; DA: Dominio de Alborán.

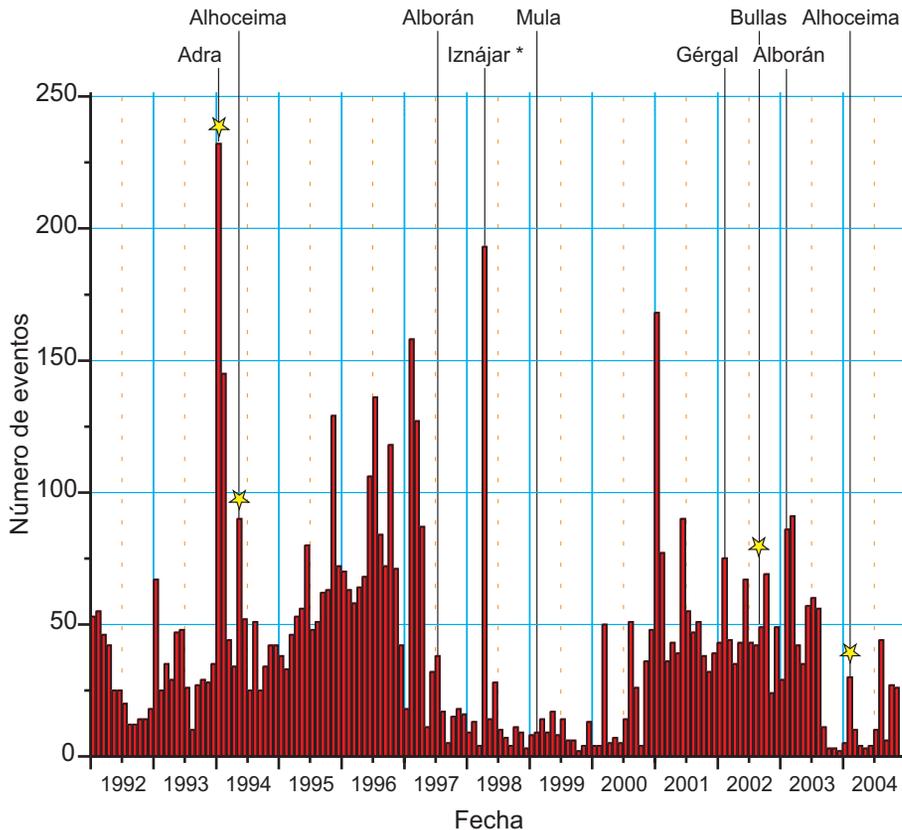
La mayor parte de la sismicidad cortical aparece fundamentalmente restringida a la parte alta de la corteza, mientras que en los dominios corticales más profundos solo aparecen terremotos aislados, de modo que para algunos autores la sismicidad del manto parece quedar desconectada de la sismicidad más superficial. Este aspecto ha sido analizado con cierto detalle por autores diversos a través de tomografías, discutiéndose la conexión o no de la sismicidad cortical y la intermedia (Seber *et al.*, 1996a, 1996b; Calvert *et al.*, 2000a, 2000b; Spakman y Wortel, 2004). Algunos autores han postulado que la sismicidad del manto está relacionada con la presencia de un elemento desgajado de manto litosférico, indicando la existencia de una subducción continental activa de la placa Ibérica bajo el Arco de Gibraltar (Serrano *et al.*, 1998; Morales *et al.*, 1999) (cf. ap. 2.5). Los estudios de tomografía sísmica llevados a cabo en la zona, proponen la existencia de una o más porciones de manto anómalo, con mayor densidad y altos valores de  $V_p$  (e.g., Spakman *et al.*, 1993; Seber *et al.*, 1996a, 1996b; Calvert *et al.*, 2000a, 2000b; Bijwaard y Spakman, 2000; Spakman y Wortel, 2004). Por último, hay que destacar que también se han registrado algunos terremotos especialmente profundos con hipocentros entre 600-700 km. Estos se sitúan bajo la Cuenca de Granada y en el NE del Domino Sudibérico (Chung y Kanamori, 1976; Grimison y Chen, 1986, 1988; Buforn *et al.*, 1991) (estrellas en Figura 3-2b).

En términos generales, la región presenta una actividad sísmica moderada, con terremotos corticales de magnitud normalmente inferior a 5. Ocasionalmente algunos terremotos superan este umbral, como por ejemplo, el terremoto de Alhoceima de 2004 ( $M_w = 6,3$ ;  $35^{\circ}15'N$ ,  $4^{\circ}04'O$ ) (Stich *et al.*, 2005), el de Aïn-Temouchent de 1999 ( $M_w = 5,7$ ;  $35^{\circ}20'N$ ,  $1^{\circ}17'O$ ) (e.g., Yelles *et al.*, 2004), el de Alhoceima de 1994 ( $M_w = 5,4$ ;  $35^{\circ}24'N$ ,  $3^{\circ}55'O$ ) (Bezzeghoud y Buforn, 1999) o el de Mascara de 1994 ( $M_w = 5,7$ ;  $35^{\circ}24'N$ ,  $0^{\circ}$ ) (Bezzeghoud y Buforn, 1999) (estrellas en Figura 3-2a). Hacia el Este del área de estudio, a lo largo del margen de Argelia, son mucho más frecuentes los terremotos de magnitud superior a 6 (e.g., Meghraoui *et al.*, 2004).

### 3.3 SISMICIDAD CORTICAL

#### *Distribución temporal de la sismicidad*

La distribución temporal de la sismicidad filtrada para el intervalo temporal (1992-2004) considerado en este estudio se ilustra en la Figura 3-4. La mayor parte de la sismicidad localizada se concentra en los periodos 1994-1996 (39%) y 2001-2003 (28%). El máximo número de eventos localizados corresponde al año 1996, en el que se han llegado a contabilizar más de 900 terremotos (~15% del catálogo manejado en este estudio). En el intervalo 1997-2000, la base de datos del IAG posee pocos eventos localizados (10%), con un mínimo en el año 1999, en el que tan solo se localizaron 110 eventos de magnitud  $\geq 1,5$  (~2% del catálogo filtrado). En esta distribución son fácilmente identificables algunas series sísmicas como las de Adra (Enero, 1994), Alhoceima (Mayo, 1994), Iznájar (Abril, 1998), Gérgal (Febrero, 2002) o Alborán (Febrero, 2003).



**Figura 3-4.** Distribución temporal de los terremotos localizados por el Instituto Andaluz de Geofísica en el Arco de Gibraltar para el intervalo 1992-2004. Se indican además las principales series sísmicas registradas durante este periodo. (\*) Enjambres sísmicos. Las estrellas corresponden con los eventos de mayor magnitud ( $M_w \geq 5,0$ ).

### *Series sísmicas*

Uno de los aspectos más característicos de la sismicidad cortical en el arco es la existencia de series sísmicas. Los enjambres sísmicos son un tipo especial de serie sísmica en el que no hay ningún terremoto principal cuya magnitud destaque sobre el resto (Richter, 1958). Este tipo de series sísmicas son bastante frecuentes en la región y tienden a localizarse en Béticas centrales (Figura 3-5a, Tabla 3-1).

Los enjambres sísmicos registrados en los últimos 30 años se caracterizan por tener una señal caótica y bajas magnitudes ( $\leq 4,0$ ) (Carmona *et al.*, 2002). Enjambres sísmicos son las series de Loja (1884-85), Agrón (1988-89), Antequera (1989) e Iznájar (1998). Ejemplos de series sísmicas son las series de Granada (1979), Adra-Berja (1993-94), Alhoceima (2004), Mula (1999), La Paca (2002, 2005) y Gérgal (2002). La serie sísmica de Adra-Berja, por ejemplo, se localiza en el margen Norte de Alborán y se caracterizó por unos elevados niveles

**Tabla 3-1.** Resumen de las principales series sísmicas en el entorno del Arco de Gibraltar.

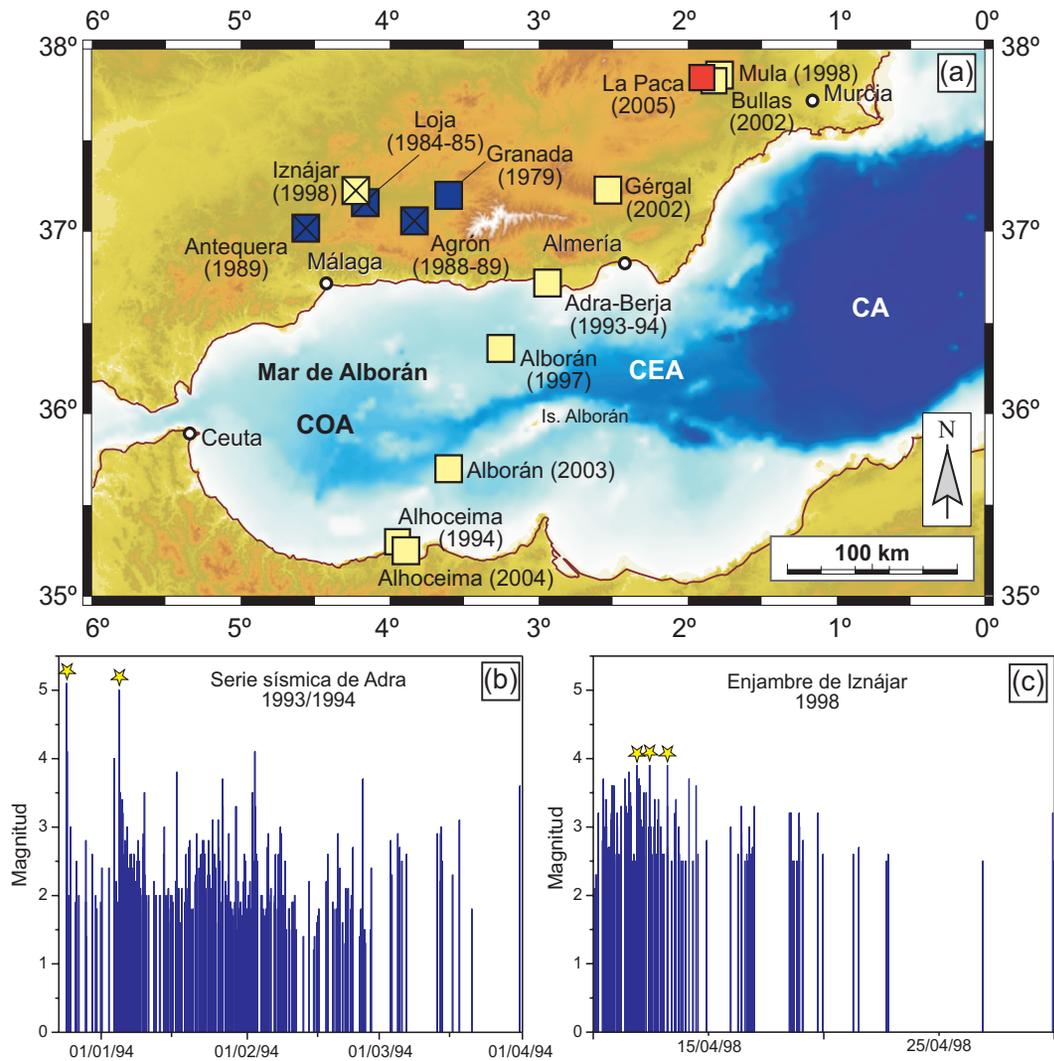
Localidad	Año	Longitud	Latitud	Referencias
Granada	1979	3,60° O	37,20° N	Vidal (1986)
Loja*	1984-85	4,16° O	37,16° N	Carmona <i>et al.</i> (2002)
Agrón*	1988-89	3,83° O	37,06° N	Saccorotti <i>et al.</i> (2002)
Antequera*	1989	4,56° O	37,02° N	Posadas <i>et al.</i> (1993)
Adra-Berja	1993-94	3,03° O	36,75° N	Benjumea y Posadas (1996); Stich <i>et al.</i> (2001)
Alhoceima	1994	4,00° O	35,25° N	Bezzeghoud y Buforn (1999)
Alborán	1997	3,25° O	36,36° N	Torcal-Medina y Posadas-Chinchilla (1999)
Iznájar*	1998	4,16° O	37,22° N	Carmona <i>et al.</i> (2002)
Mula	1999	1,78° O	37,86° N	Mancilla <i>et al.</i> (2002)
Gérgal	2002	2,53° O	37,30° N	Béjar <i>et al.</i> (2006)
La Paca	2002	1,78° O	37,86° N	Buforn <i>et al.</i> (2006).
Alborán	2003	3,60° O	35,70° N	Mancilla (2006)
Alhoceima	2004	3,90° O	35,25° N	Stich <i>et al.</i> (2005); Buforn <i>et al.</i> (2005)
La Paca	2005	1,80° O	37,89° N	Buforn <i>et al.</i> (2006)

La Figura 3-5 muestra la localización de estas series. (\*) Enjambres sísmicos.

de actividad sísmica entre Diciembre de 1993 y Marzo de 1994 (Figura 3-5b). En esta zona se registraron entonces cientos de microterremotos y terremotos. La serie sísmica comenzó con un terremoto de magnitud  $M_w = 4,8$  ( $M_d = 5,1$ ) el día 23 de Diciembre, localizado a 2 km de profundidad. Fue seguido por diversas réplicas, algunas de las cuales tuvieron una magnitud cercana a 4,0. A los pocos días se registró otro evento de magnitud  $M_w = 4,9$  ( $M_d = 5,0$ ) localizado a 10 km de profundidad y que fue seguido de numerosas réplicas (véase distribución temporal de la actividad sísmica en la Figura 3-5b). La actividad sísmica en la zona fue decreciendo hasta alcanzar el nivel de fondo a finales de Marzo de 1994.

El enjambre de terremotos más reciente en la región corresponde con el de Iznájar, localizado al Oeste de la Cuenca de Granada. Esta serie consiste en más de 2000 terremotos registrados durante un periodo de 17 días en el mes de Abril de 1998 (Figura 3-5c). La serie sísmica se inició el día 11 de Abril, registrándose el mayor número de terremotos entre los días 12 y 14 del mismo mes ( $> 1000$  eventos). La magnitud de los eventos osciló entre 2,5 y 3,5, sin llegar a superar la magnitud 4,0. Las magnitudes máximas se registraron también en estos días, con tres eventos de magnitud en torno a 3,8-3,9 y profundidades de 15-16 km. La actividad sísmica alcanzó el nivel de fondo a final de Abril.

Los eventos ligados a las series sísmicas suelen organizarse espacialmente como agrupamientos de terremotos que dibujan una región elipsoidal cuya elongación máxima es subvertical. Esta geometría de las series sísmicas determina que la nube de eventos se extienda desde niveles corticales intermedios hasta la parte inferior de la corteza. Estos y otros aspectos geométricos de la distribución en profundidad de las series sísmicas serán posteriormente retomados en el capítulo de discusión de esta tesis (ap. 7.2), dado que guarda relación directa con los aspectos tratados en los capítulos siguientes.

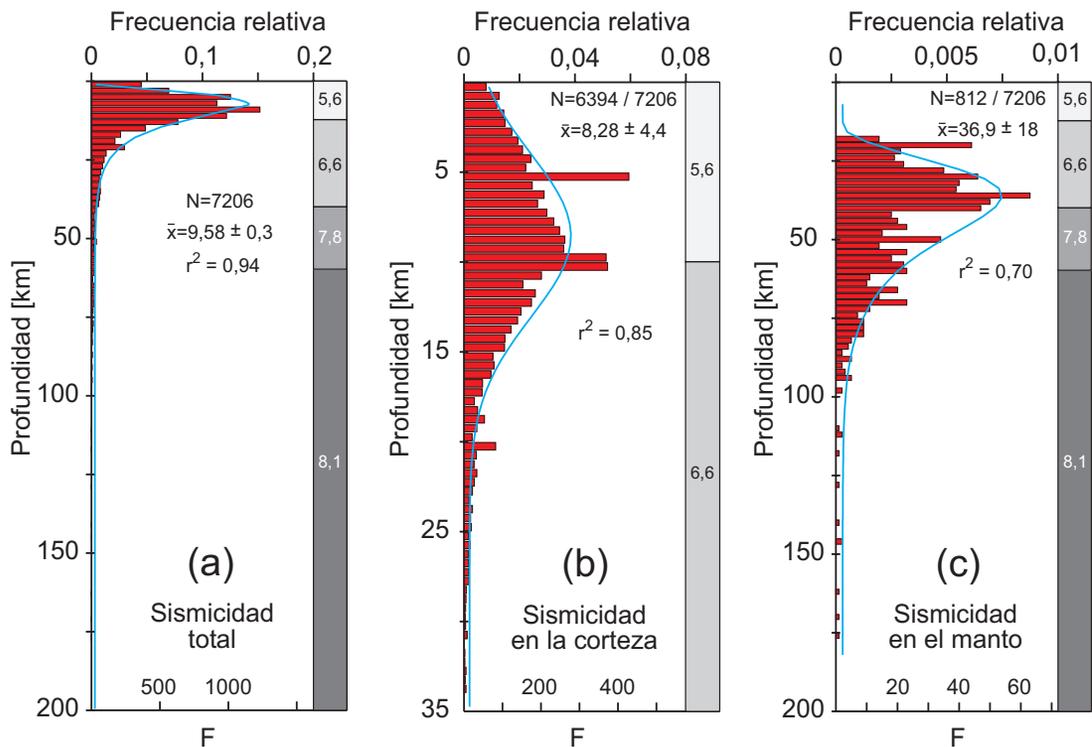


**Figura 3-5.** (a) Localización de las principales series sísmicas descritas en la región (Tabla 3-1). En azul las series previas al intervalo temporal estudiado, en amarillo las series incluidas en el catálogo sísmico utilizado y en rojo las posteriores al intervalo temporal estudiado. Los enjambres sísmicos están marcados con un aspa. (b) Evolución temporal de la magnitud en la serie de Adra. Los eventos principales ( $M_w \geq 5,0$ ) están indicados con una estrella. (c) Evolución temporal de la magnitud en el enjambre de Iznájar. Los eventos de mayor magnitud ( $M_w \sim 3,8$ ) están indicados con una estrella.

### Profundidad de la sismicidad

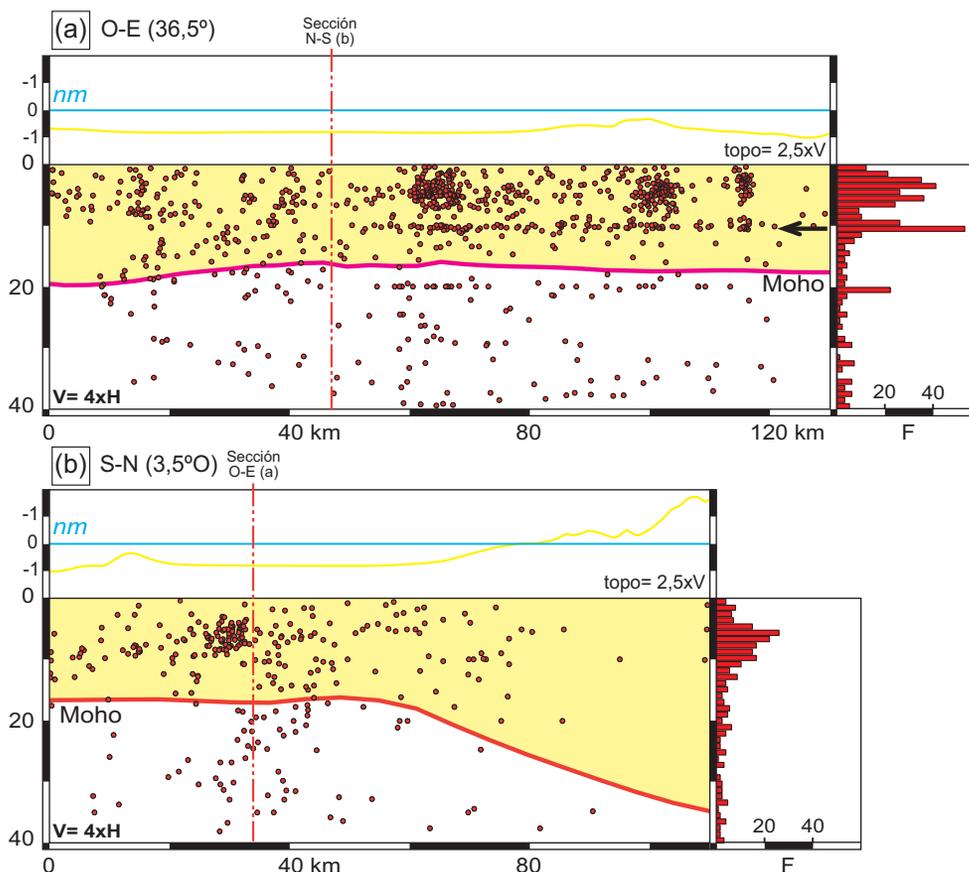
La distribución en profundidad del catálogo filtrado muestra que el 75% de la sismicidad está localizada en los niveles más someros (Figura 3-6a) y que la población sigue una distribución de tipo gaussiana con un valor medio de  $9,6 \pm 0,3$  km. Dado que este estudio se centra en la corteza, de los 7206 terremotos resultantes se han seleccionando aquellos situados más someros que la Moho, tomando como referencia el modelo cortical establecido en este trabajo

(Capítulo 5). De esta manera se constata que el 88% de la sismicidad analizada (6394 terremotos) está localizada en la corteza, mientras que el 12% restante (812 terremotos) se localiza en el manto. La distribución en profundidad de la sismicidad cortical muestra una tendencia general unimodal, aunque se encuentran dos máximos relativos muy marcados y netos a 5 km y 10 km que rompen esta tendencia. El mejor ajuste estadístico de la distribución en profundidad de la sismicidad cortical corresponde a una función de tipo gaussiana centrada en el valor medio de  $8,3 \pm 4,4$  km (Figura 3-6b) y con un 85% de los terremotos confinado a los primeros 15 km. La sismicidad en el manto tiende a concentrarse en los primeros 100 km, con un valor promedio de  $37 \pm 18$  km (Figura 3-6c).



**Figura 3-6.** (a) Distribución en profundidad de toda la sismicidad en el Arco de Gibraltar, distinguiéndose los terremotos localizados en la corteza (b) y en el manto (c). El modelo de velocidades utilizado por el IAG en la localización de los terremotos aparece esquematizado a la derecha de cada histograma ( $V_p$  en  $\text{km s}^{-1}$ ). También se ilustra la curva de la función estadística que mejor ajusta la distribución de eventos (ajuste gaussiano).

Especial atención merece la presencia en la distribución de la sismicidad cortical de dos máximos relativos (en 5 y 10 km) que tienden a concentrar un elevado porcentaje de la población de terremotos y que permanecen aunque se apliquen filtros aún más restrictivos: número de estaciones ( $> 6$ ) y umbral de error en la localización ( $\text{RMS} \leq 0,2$ ). La distribución de la sismicidad en los márgenes de Alborán como la que se ilustra la Figura 3-7, demuestra que la

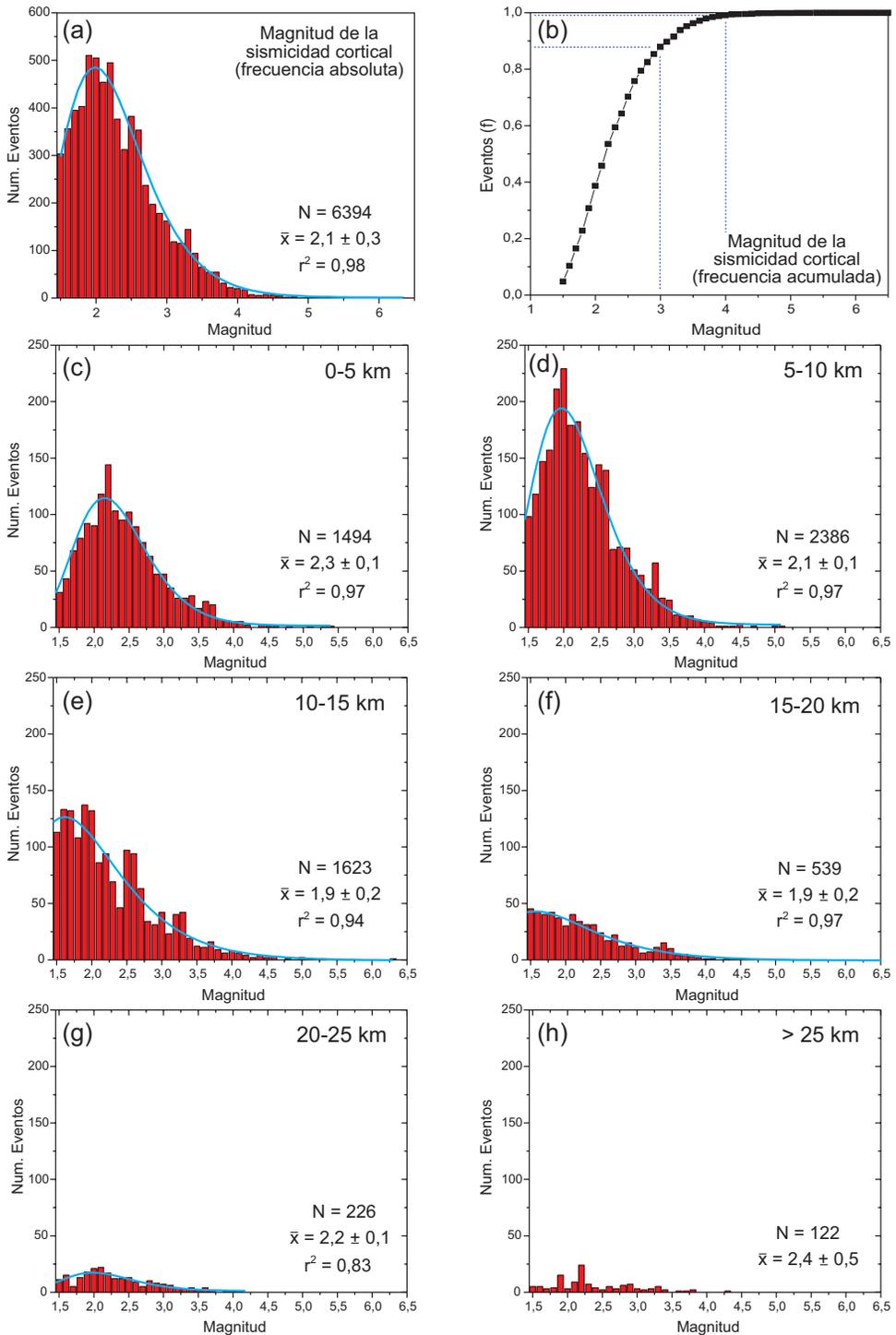


**Figura 3-7.** (a) Detalle de la sección litosférica O-E de la Figura 3-2 que ilustra la distribución de la sismicidad en la corteza y la parte alta del manto entre los meridianos 2,5° O y 4° O en la zona próxima al margen Norte de Alborán. La posición del horizonte a 10 km está indicado con una flecha. (b) Sección litosférica de detalle con orientación N-S que discurre sobre el meridiano 3,5° desde el paralelo 36° N a 37° N. Cada sección se acompaña de un histograma de frecuencias absolutas de terremotos. La posición de la Moho está basada en el modelo cortical propuesto en este estudio (Capítulo 5). La topografía se reproduce en la parte superior de cada sección.

sismicidad se concentra a profundidades de 5 y 10 km, coincidiendo con las regiones donde el adelgazamiento cortical es más intenso. Además, el máximo localizado en torno a 10 km coincide con la primera de las discontinuidades del modelo de tierra (cf. Figura 3-5b). Esto parece sugerir que el modelo de tierra utilizado para la localización rutinaria de eventos tiende a concentrar artificialmente los hipocentros a esa profundidad.

### *Magnitud de la sismicidad*

En la ventana temporal utilizada en este estudio (1992-2004), los eventos corticales registrados rara vez superan la magnitud 5. Los terremotos de mayor magnitud son: (1) Febrero de 2004, terremoto de Alhoceima ( $M_w = 6,3$ ; 35°15'N, 4°04'O); (2) Mayo de 1994, terremoto de Alhoceima ( $M_w = 5,4$ ; 35°24'N, 3°55'O); (3) Enero de 1994, terremoto al Sur



**Figura 3-8.** Magnitud ( $M_d$ ) de los terremotos corticales. (a) Histograma de frecuencias absolutas. (b) Histograma de frecuencias acumuladas. (c-h) Distribución de magnitud por profundidades. Se incluyen las curvas estadísticas que mejor se ajustan a la distribución que sigue cada población de eventos. Escala de magnitud ( $M_d$ , magnitud duración) establecida por De Miguel *et al.* (1988).

de Adra ( $M_w = 4,9$ ;  $36^{\circ}32'N$ ,  $2^{\circ}50'O$ ); (4) Agosto de 2002, terremoto de La Paca-Bullas, en Murcia ( $M_w = 5,0$ ;  $37^{\circ}55'N$ ,  $1^{\circ}49'O$ ). Todos estos terremotos constituyen el evento principal de alguna serie sísmica (cf. Figura 3-4).

Gran parte de la sismicidad cortical es de magnitud ( $M_d$ ) inferior a 3,0 (> 85%); el 13% está contenida en el intervalo de magnitudes [3,0-4,0) y el 2% es de magnitud superior a 4,0 (Figura 3-8). El valor medio de magnitudes es  $2,1 \pm 0,3$ . Se han inspeccionado las funciones de distribución que posee la magnitud de los terremotos a distintas profundidades corticales, tal y como se ilustra en la Figura 3-8. En los niveles corticales más someros se ha comprobado que la distribución de magnitudes se ajusta a una función de tipo gaussiana cuyo valor medio disminuye con la profundidad. De tal modo que en los primeros 15 km la magnitud media varía desde 2,3 a 1,9. Por el contrario, desde esa profundidad hasta la base de la corteza, la magnitud media aumenta hasta 2,4.

### 3.4 RESULTADOS

La sismicidad en el Arco de Gibraltar es de naturaleza somera (< 15 km), magnitud moderada (85% con  $M_d \leq 3,0$ ) y tiende a concentrarse espacialmente en determinadas regiones, principalmente en Béticas centrales, en el margen Norte de Alborán y en el entorno de Alhoceima. También se encuentran agrupamientos temporales de la actividad sísmica formando series sísmicas entre las que se diferencia un subtipo denominado enjambre sísmico. Estas últimas son un tipo característico de series sísmicas compuesto por terremotos de magnitud comparable, careciendo de un terremoto principal, por lo que no responden al patrón general de evento principal-réplicas (“*main shock – aftershocks*”).

La base de datos de eventos sísmicos utilizada procede del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) y contiene la actividad registrada entre 1992 y 2004 (más de 30.000 eventos). Este catálogo posee un registro temporal desigual y utiliza para la localización un modelo de tierra formado por 4 capas planas homogéneas, en una región donde la estructura litosférica es compleja. En regiones concretas, coincidiendo con los dominios donde el adelgazamiento cortical es más acusado, se observa una concentración preferencial de la sismicidad en torno a dos horizontes concretos: 5 km y 10 km, de los que uno corresponde con la primera discontinuidad del modelo de velocidades.

Para poder contar con una base sismológica robusta para este estudio, se han impuesto diversos filtros de calidad a la población de eventos registrada por el IAG. De este modo se han despreciado aquellos terremotos de menor magnitud ( $M_d \leq 1,5$ ) y profundidad (< 200 m) y los terremotos peor localizados ( $RMS > 0,4$ ; registrados en menos de cinco estaciones). De esta población resultan 7206 eventos cuya distribución y características se han analizado posteriormente con detalle. El 88% de esta sismicidad corresponde a eventos localizados en la corteza, el 12% restante se ubica en el manto. En el Arco de Gibraltar la sismicidad cortical se concentra en los 15 km de corteza más superficiales (85%). La distribución en profundidad de los terremotos en la corteza se ajusta a una distribución estadística de tipo gaussiana, con un valor promedio de  $8,3 \pm 4,4$  km, teniendo más del 85% una magnitud inferior a 3.

La sismicidad en el manto tiende a concentrarse en los primeros 100 km, con una profundidad promedio de  $37 \pm 18$  km. Esta sismicidad se localiza en dos regiones preferenciales: bajo la Cuenca Oeste de Alborán y al Este de la Cuenca de Málaga en la zona próxima al margen Norte de Alborán. En esta segunda región, la sismicidad tiende a localizarse hacia el techo del manto litosférico, mientras que en la primera la mayor parte de los eventos se ubican en torno a 80 km.

La presencia de sismicidad en la parte más profunda de la corteza, con frecuencia ligada a series sísmicas y en la parte alta del manto, será analizada posteriormente en la discusión, comparándose con los datos que se presentan en los siguientes capítulos.



# 4

---

## ESTADO DE ESFUERZOS

La mayoría de las reconstrucciones del patrón actual de esfuerzos llevadas a cabo en el Arco de Gibraltar se han basado fundamentalmente en datos sismológicos (Udías y Buforn, 1991; Rebai *et al.*, 1992; Buforn *et al.*, 1995; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993, 1999; López Casado *et al.*, 2001; Muñoz *et al.* 2002; Stich *et al.*, 2003a, entre otros), ofreciendo siempre una visión general del campo de esfuerzos y condicionada por la distribución de la sismicidad. En regiones concretas, donde se han analizado estructuras activas bien expuestas y sobre datos estructurales, se han reconstruido localmente los patrones de esfuerzos recientes (e.g., Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Martínez-Díaz, 2002).

En este capítulo se pretende caracterizar el patrón de esfuerzos actual en el Arco de Gibraltar integrando, por primera vez, datos procedentes de distintos indicadores, tales como “*breakouts*”, fracturas hidráulicas, mecanismos focales y datos de fallas recientes. Todos los datos que a continuación se presentan han sido clasificados de acuerdo con los criterios unificados del WSM (“*World Stress Map*”) (Zoback y Zoback, 1991), para que puedan ser fácilmente integrables en esta base de datos.

## 4.1 INDICADORES Y FUNDAMENTOS

La base de datos mundial de esfuerzos del WSM (“*World Stress Map*”) aglutina un número ingente de datos de orientación de esfuerzos (~16.000 datos), clasificados según la fiabilidad del dato. En este catálogo se encuentran datos obtenidos a partir de distintos indicadores, organizándolos de manera rigurosa y según unos criterios de calidad unificados. La base de datos es de dominio público y puede consultarse en [www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de](http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de). Los datos que se presentan en este estudio completan la información disponible en el WSM para la región del Arco de Gibraltar.

Los diferentes tipos de indicadores de esfuerzos aceptados por el WSM se agrupan en cuatro categorías: (1) mecanismos focales de terremotos, (2) “*breakouts*” y fracturas inducidas durante la perforación de pozos, (3) medidas de esfuerzos *in situ* (“*overcoring*”, ensayos de fractura hidráulica y “*borehole slotter*”) y (4) datos de estructuras geológicas recientes (fallas activas y alineaciones volcánicas de edad Cuaternario). En los trabajos de Zoback y Zoback (1980), Zoback *et al.* (1989), Zoback y Zoback (1991) y Sperner *et al.* (2003) se puede encontrar una descripción detallada de las distintas metodologías.

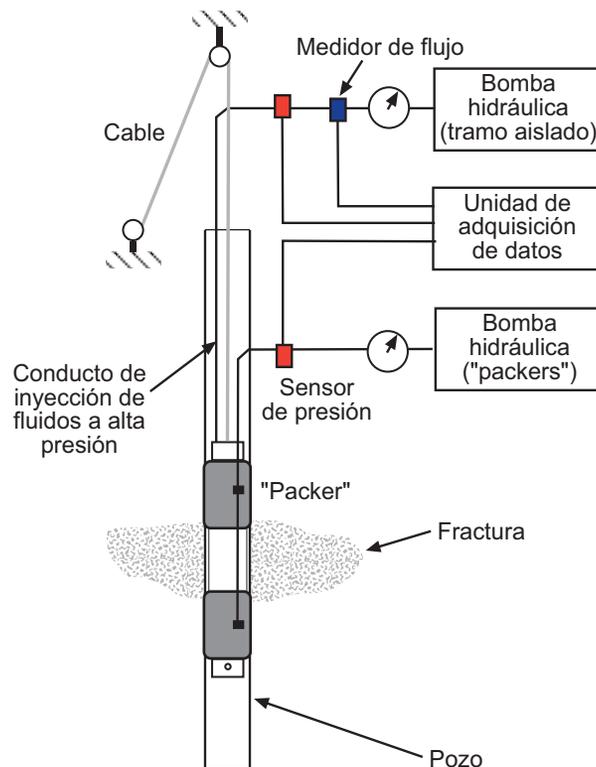
Los criterios de calidad del WSM están fundamentados en el número, precisión y profundidad a la que se han tomado las medidas. Las calidades se agrupan según cinco categorías que van desde la A (máxima calidad) a la E (datos baldíos). En términos generales, los datos de calidad A corresponden con un valor de orientación de  $S_{Hmax}$  con una desviación típica  $\leq 10^\circ$ - $15^\circ$ ; la calidad B para un rango entre  $15^\circ$ - $20^\circ$ , la calidad C hasta  $25^\circ$  y la calidad D, más de  $25^\circ$ . Además, en esta última categoría se agrupan aquellos datos que aún presentando una desviación típica reducida, se pone en duda su calidad. En el Apéndice C se detallan los criterios concretos de asignación de calidad para cada tipo de indicador de esfuerzos.

Además de los regímenes de falla normal (NF), inversa (TF) y de salto en dirección (SS) cuyo deslizamiento se produce próximo a las líneas de máxima pendiente u horizontal de la superficie de falla, también se diferencian regímenes mixtos, intermedios entre normal y salto en dirección (NS) y entre salto en dirección e inverso (TS). Con objeto de acotar cada uno de éstos, Zoback (1992) estableció un criterio unificado de clasificación de regímenes de esfuerzos según la inmersión de cada uno de los ejes principales de esfuerzos P, B y T ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ). A los datos que quedan fuera de estos límites se les suele asignar la categoría de régimen desconocido (U). Este criterio de asignación del régimen de esfuerzos aparece detallado en el Apéndice C, Tabla C-1.

Debido a la especificidad de los ensayos de fractura hidráulica y de los datos de “*breakouts*” para la determinación de la orientación de esfuerzos y dado que han sido utilizados en este estudio, a continuación se realizará un resumen sobre los fundamentos y la aplicación de ambas técnicas.

### Ensayos de fractura hidráulica

Los ensayos de fractura hidráulica (también denominados hidrofracturas o “minifrac”) representan el método más comúnmente utilizado para medir los esfuerzos horizontales *in situ*, mediante la medida directa en pozos cuya profundidad de perforación es superior a 50 m. Estos ensayos se suelen realizar en pozos verticales. Consisten en inyectar un fluido (normalmente agua o una mezcla de agua y arena para evitar que las fracturas abiertas se cierren tras el ensayo) con un flujo constante en un tramo aislado de un sondeo con objeto de inducir fracturas que se propaguen a través de la roca (Figura 4-1). A medida que se inyecta el fluido, la presión aumenta progresivamente hasta que la roca se fractura bajo una presión crítica, tras superarse su resistencia (esto se identifica por una caída de la presión de fluidos en el pozo). Este tipo de ensayo se fundamenta en las ecuaciones de Kirsch (1898) que establecen como para un campo de esfuerzos compresivo, los esfuerzos de tensión se distribuyen alrededor de un hueco circular. Este modelo asume que el material es elástico, isótropo y homogéneo. La presión máxima que se alcanza en el tramo de pozo aislado antes de la fractura hidráulica permitirá establecer la magnitud de los esfuerzos. En un sondeo vertical, las fracturas hidráulicas se desarrollarán según planos verticales que se orientan en la dirección del esfuerzo principal mínimo ( $S_{hmin}$ ).



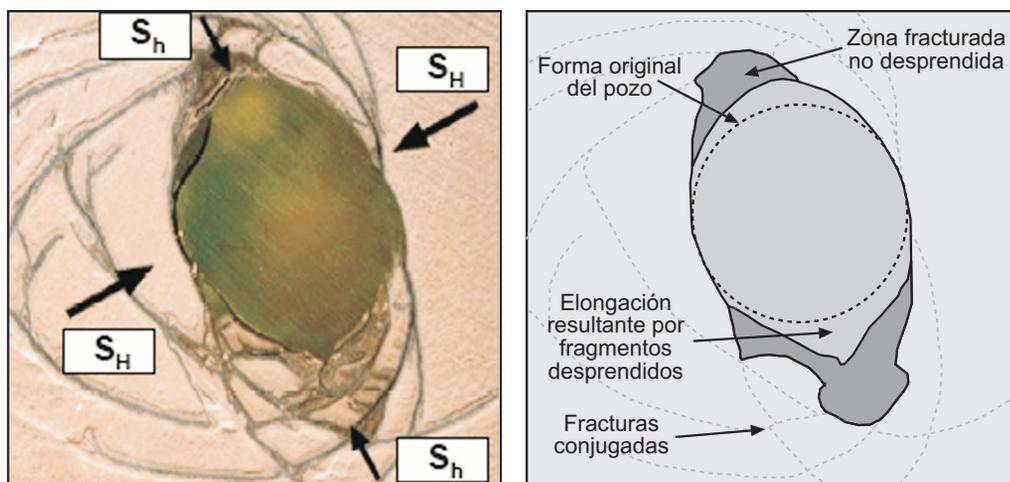
**Figura 4-1.** Esquema de un equipo de ensayos de fractura hidráulica (adaptado de Haimson y Lee, 1984). Los dispositivos utilizados para aislar el tramo de pozo donde se va a realizar el ensayo se denominan “packers”.

Tras la perforación y una vez inducidas las fracturas, se hace descender por el pozo una herramienta dotada de un giroscopio, en la que quedan impresas las trazas de las fracturas abiertas. Esta herramienta consiste en una recámara de goma inflable que al hincharse y entrar en contacto con las paredes del pozo registra la posición de las fracturas a partir sus trazas. A partir de las marcas, dispuestas según dos orientaciones diametralmente opuestas, se puede reconstruir el azimut del esfuerzo horizontal máximo ( $S_{Hmax}$ ).

Este ensayo, que suele repetirse a distintas profundidades en un pozo, permite estimar la orientación de  $S_{Hmax}$  y la magnitud del esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ), que suele coincidir en la corteza más somera con  $S_{hmin}$  (e.g., Haimson y Fairhurst, 1967).

### “Breakouts”

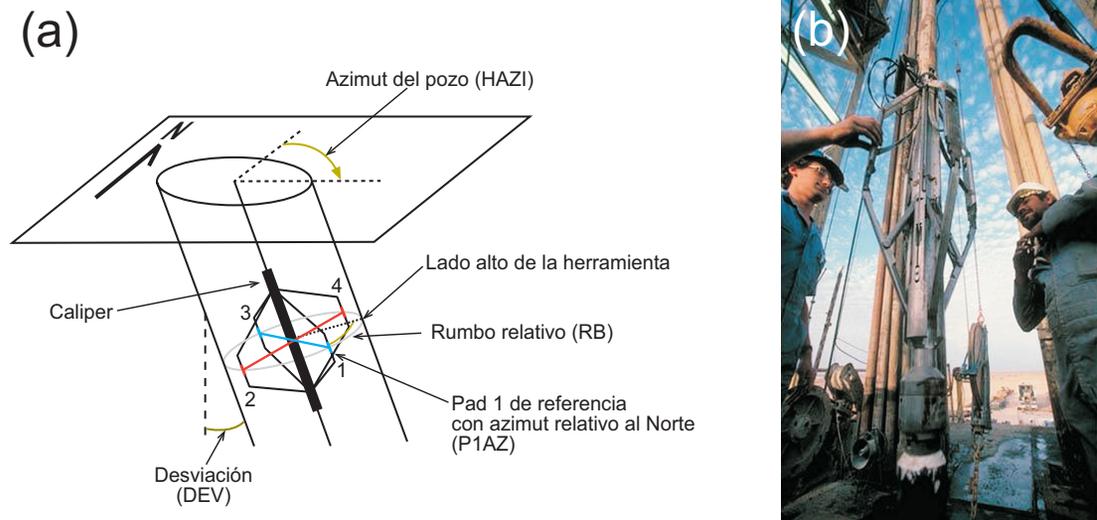
Los “breakouts” son zonas de fractura generadas en las paredes de los pozos durante su perforación. Estas fracturas surgen inducidas por una concentración preferencial de esfuerzos y dan lugar a un aumento y elongación de la sección del pozo (e.g., Bell y Gough, 1979; Cox, 1983). A medida que se perfora un pozo los esfuerzos tienden a concentrarse en las paredes de éste, y cuando éstos superan la resistencia de la roca producen la ruptura, por compresión, de la pared del pozo (Zoback *et al.*, 1985; Bell, 1990). La sección del pozo se elonga a favor de aquellos dominios de la pared en los que se produce la intersección entre planos de cizalla conjugados, originándose desprendimientos (Figura 4-2). En cualquier pozo vertical, los “breakouts” se disponen de manera simétrica a ambos lados del pozo, según la dirección del esfuerzo horizontal mínimo ( $S_{hmin}$ ). De este modo, el eje largo de la sección del pozo (el “breakout”) forma  $90^\circ$  con el esfuerzo horizontal máximo ( $S_{Hmax}$ ) (Plumb y Hickman, 1985).



**Figura 4-2.** Resultado de un ensayo de simulación de “breakouts” realizado por la división de Geomecánica de la “Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation” (CSIRO) (adaptado de Reinecker *et al.*, 2003). La intersección entre los planos de cizalla conjugados induce una elongación de la sección del pozo a  $90^\circ$  del esfuerzo horizontal máximo.  $S_H$  y  $S_h$  indican la orientación de los esfuerzos horizontales máximo y mínimo, respectivamente.

Para determinar la orientación de los “breakouts” a lo largo de un pozo se emplean los registros de “caliper”. El “caliper” es una de las herramientas más comunes en las diagrañas y se emplea para medir de manera continua las variaciones de diámetro del pozo. Dado que las paredes de los pozos suelen ser a menudo irregulares, es importante utilizar una herramienta que permita hacer esta medida en distintas direcciones de manera simultánea, por ello los “caliper” suelen tener múltiples brazos (existen “caliper” de cuatro, seis y ocho brazos). Este tipo de datos son analizados rutinariamente para extraer la orientación de los “breakouts” y por ende el azimut de  $S_{Hmax}$  a lo largo de un pozo (Plumb y Hickman, 1985; Zoback y Zoback, 1989; Zoback *et al.*, 2003, entre otros).

Todos los datos utilizados en este estudio proceden de las medidas tomadas con “caliper” de cuatro brazos. Este tipo de “caliper” forma parte del “dipmeter logging tool” (como los modelos SHDT y HDT de Schlumberger) y se emplea de manera rutinaria en la industria petrolífera para obtener datos de dirección y buzamiento de la estratificación (Figura 4-3). Esta herramienta rota a medida que se desplaza por el pozo y al encontrarse con una zona de elongación, dos de los brazos del calíper quedan atrapados en el “breakout” y la herramienta deja de rotar. El registro del “caliper” en una zona de “breakout” presenta varios rasgos característicos que le distinguen fácilmente de otro tipo de elongaciones en el pozo como los “key seats” o “whasouts”. El esquema propuesto por Plumb y Hickman (1985) y que se reproduce en la Figura 4-4 puede ser utilizado como guía para diferenciar entre los distintos tipos de elongaciones.



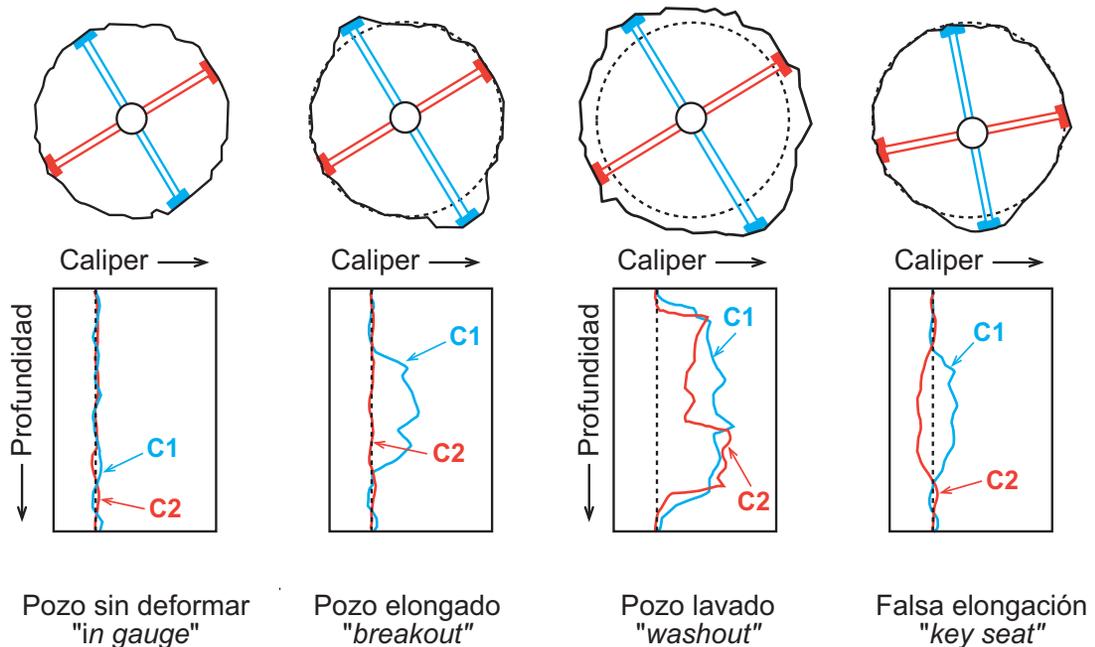
**Figura 4-3.** (a) Esquema de un HDT (“*High-resolution Dipmeter Tool*”) en el interior de un pozo (adaptado de Reinecker *et al.*, 2003). (b) Ejemplo de la herramienta HDT de Schlumberger.

En las diagramas para valorar la presencia de “breakouts” y que se pueda estimar su orientación son necesarios los siguientes datos (cf. Figura 4-3):

- (1) azimut del patín de referencia respecto al Norte magnético (P1AZ),
- (2) diámetro del pozo en direcciones perpendiculares, que viene dado por los parámetros “caliper 1” (C1) y “caliper 2” (C2) en el “caliper” de cuatro brazos,
- (3) desviación del pozo respecto a la vertical (DEV),
- (4) dirección del pozo (HAZI), y finalmente
- (5) inclinación de las capas relativa al lado alto del pozo (RB)

También es necesario conocer el diámetro de perforación. Los registros de P1AZ, HAZI, DEV y RB son variables que están relacionadas entre sí, por lo que puede calcularse cualquiera de ellas a partir de las otras según la relación:

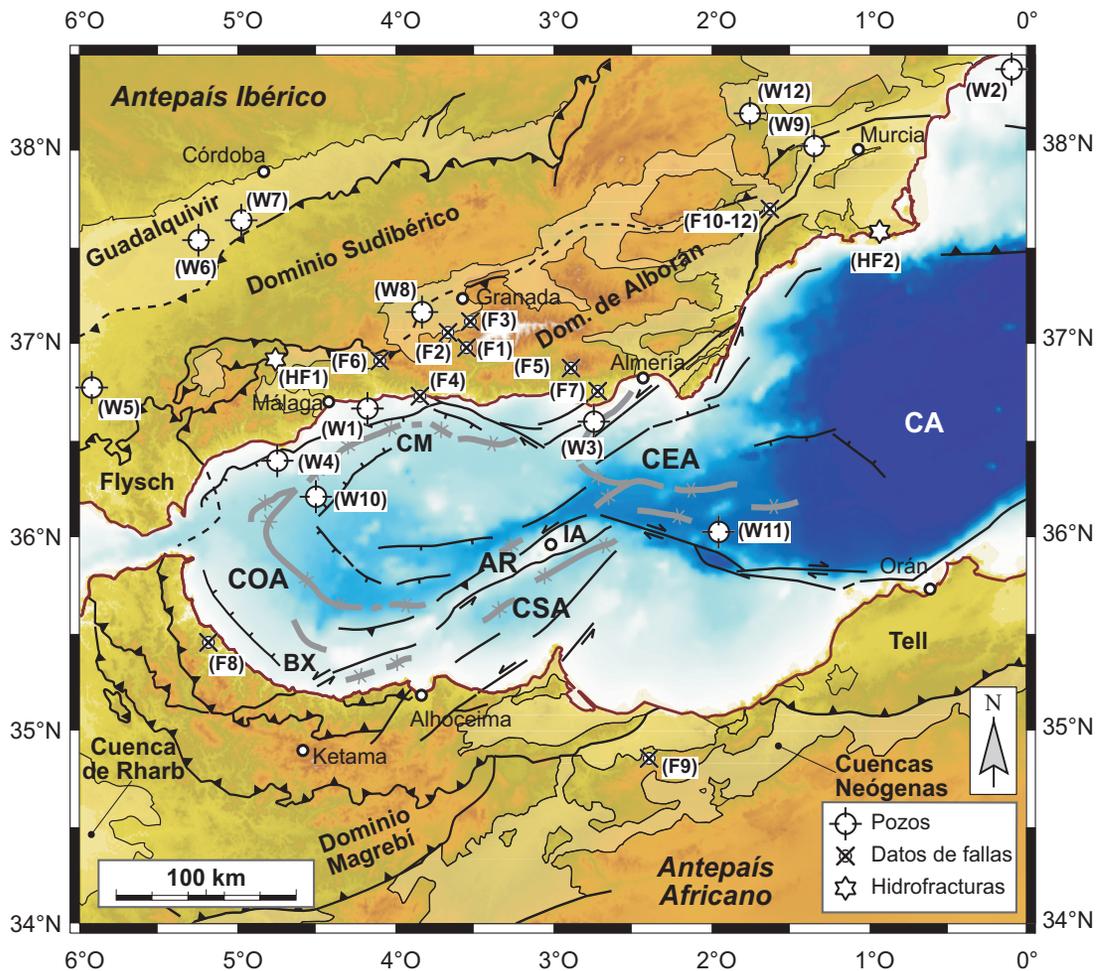
$$P1AZ = HAZI + \arctan\left(\frac{\tan RB}{\cos DEV}\right) \quad [4-1]$$



**Figura 4-4.** Tipos más comunes de elongaciones en pozos y su registro de “caliper” asociado (adaptado de Plumb y Hickman, 1985).

## 4.2 DATOS

En el presente estudio se han utilizado un total de 64 indicadores de esfuerzos para caracterizar la orientación de  $S_{Hmax}$  en el Arco de Gibraltar, a saber: datos de fractura hidráulica (2), “breakouts” (12), datos de fallas activas durante el Cuaternario (12) y mecanismos focales (38). La localización de los datos aparece en los mapas geológicos simplificados del arco de la Figuras 4-5. Los datos de cada uno de los indicadores, con localización y diversos parámetros estadísticos junto con la orientación calculada del  $S_{Hmax}$ , se recogen en la Tabla 4-1 para los ensayos de fractura hidráulica, en la Tabla 4-2 para los “breakouts”, en la Tabla 4-3 para los datos de fallas y en las Tablas 4-4 y 4-5 para los mecanismos focales.



**Figura 4-5.** Dominios geológicos, principales estructuras tectónicas del Arco de Gibraltar (simplificado de Comas *et al.*, 1999). También se incluye la localización de los ensayos de fractura hidráulica (HF) (Tabla 4-1), los pozos analizados (W) (Tabla 4-2) y las estaciones de medida de fallas (F) (Tabla 4-3). La topografía procede de la base digital SRTM combinada con la base batimétrica GEBCO 97 (IOC-IHO). AR: Cresta de Alborán; BX: Banco de Xauen; CA: Cuenca Argelina; CEA: Cuenca Este de Alborán; CM: Cuenca de Málaga; COE: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán; IA: Isla de Alborán.

#### 4.2.1 Datos de fractura hidráulica

Se han recopilado los resultados de ensayos de fractura hidráulica realizados recientemente en dos emplazamientos de Béticas: estaciones HF-1 y HF-2 (Tabla 4-1, localización en Figura 4-5). Estos datos han sido facilitados por In Situ Testing S.L.

En la estación de medida HF-1, se perforaron dos pozos de 450 m y 580 m de profundidad. En el primero (4°44'O; 36° 55'N) se realizaron un total de 9 ensayos a profundidades comprendidas entre 374 m y 450 m. El azimut promedio de  $S_{Hmax}$  en este pozo es  $104^\circ \pm 2^\circ$ . En el segundo pozo (4°44'O; 36° 56'N) se realizaron 8 ensayos de fractura entre 121 m y 351 m de profundidad. La orientación promedio de  $S_{Hmax}$  calculada para este pozo es  $114 \pm 3^\circ$ . Dada la proximidad geográfica de ambos pozos, en esta estación se ha considerado la orientación media de las fracturas, resultando un valor de orientación promedio de  $S_{Hmax}$  de  $112 \pm 3^\circ$  (valor corregido con la declinación magnética). De acuerdo con los criterios de calidad establecidos por el WSM (Apéndice C), los datos de esta estación son de calidad A.

En la estación HF-2 se realizó un único sondeo de 205 m de profundidad. En éste se practicaron 10 ensayos de fractura hidráulica a profundidades comprendidas entre los 124 m y los 185 m. La orientación media de  $S_{Hmax}$  calculada en este pozo es  $175 \pm 5^\circ$  (valor corregido con la declinación magnética). Los datos obtenidos en esta estación son de calidad B ya que los ensayos se han realizado a profundidades intermedias entre 100-300 m.

**Tabla 4-1.** Datos de ensayos de fractura hidráulica.

Estación	Longitud	Latitud	$S_{Hmax} \pm \sigma$	Régimen	Calidad	Profundidad (m)
HF-1	-4,73	36,92	112±3	U	A	[121,450]
HF-2	-0,92	37,59	175±5	U	B	[124, 185]

#### 4.2.2 “Breakouts”

La mayor parte de los datos analizados provienen de pozos profundos perforados en los años 80 (localización en Figura 4-5). Las diagrafías originales estaban en papel por lo que primeramente se procedió a la digitalización de estos datos, para su posterior análisis mediante programas de ordenador específicos. La digitalización se realizó con la asistencia del programa NeuraLog que fue cedido temporalmente por la compañía NeuraLog Inc. Para identificar las zonas con “breakouts” y calcular su orientación se han seguido los criterios propuestos por Plumb y Hickman (1985). Adicionalmente, se han excluido aquellos casos en los que la orientación de la elongación del pozo coincide con la dirección de su desviación (DEV) (Figura 4-3). La dirección media y la desviación típica de los “breakouts” a lo largo de cada pozo se han determinado aplicando los métodos de estadística circular descritos por Mardia (1972).

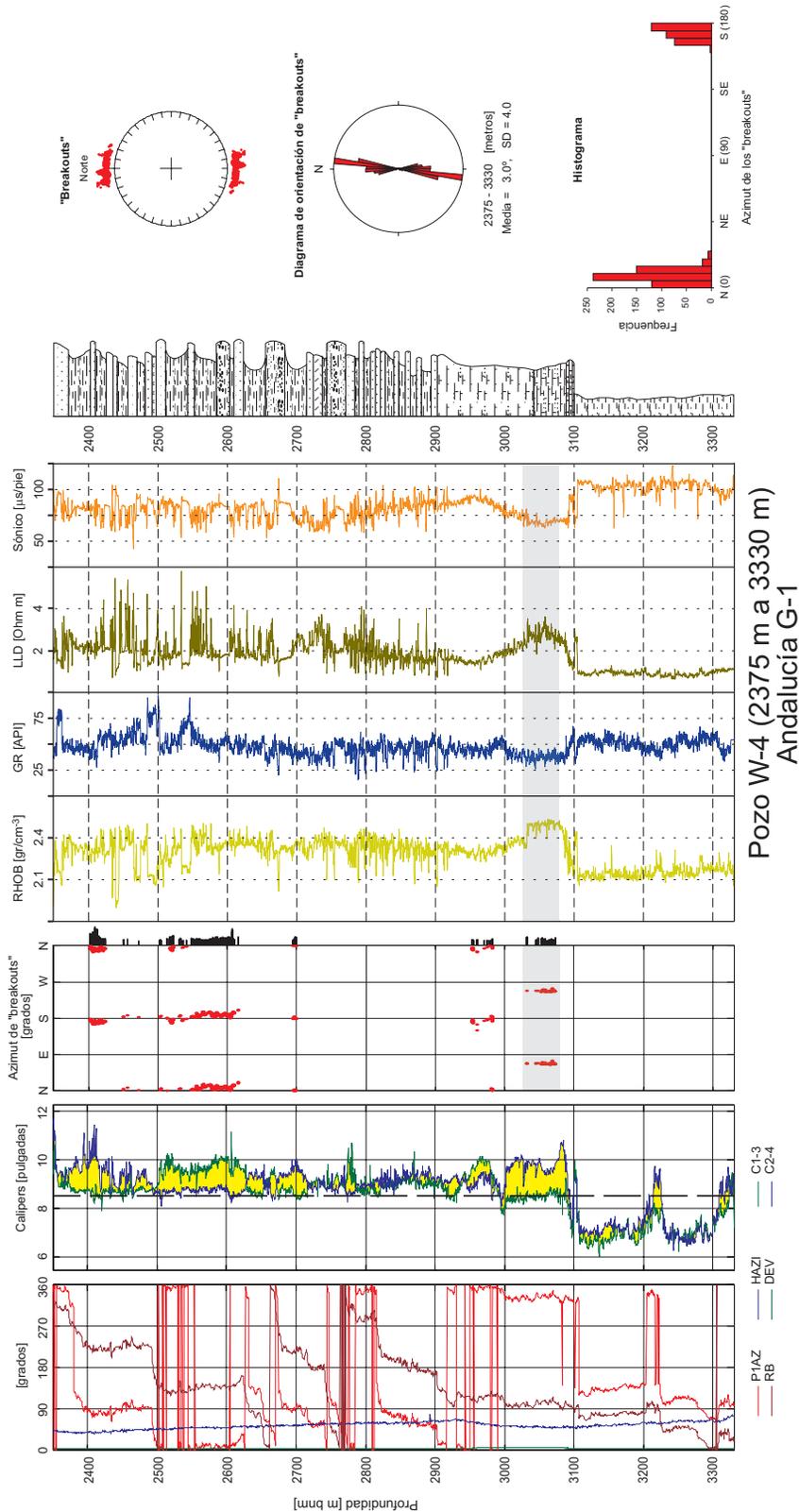
Los datos de “caliper” una vez digitalizados y calculado P1AZ según [4-1] cuando ha sido preciso, han sido procesados con el programa GMI·CALIPER™. Este programa permite obtener la dirección promedio y la desviación típica de la distribución de “breakouts” a lo largo

del pozo. También genera una salida gráfica en forma de rosa de los vientos, un histograma y una sección del pozo en la que se proyectan todos los “*breakouts*”.

En una primera etapa del análisis de estos datos se ha examinado la orientación de los brazos del “*caliper*” a lo largo del pozo, seleccionando aquellos tramos en los que se cumplen los requisitos de los “*breakouts*” (cf. Figura 4-4). Además se han descartado aquellos posibles “*breakouts*” que se encuentran en tramos con una desviación del pozo respecto a la vertical mayor de 4°. En este caso los “*breakouts*” coincidirían con el lado alto de la pared del pozo que puede estar desgastada como consecuencia de las operaciones de perforación y producir una falsa elongación del pozo.

Una vez descartados estos intervalos, se han comparado los registros de diagrafas con la distribución de los “*breakouts*”. En cada pozo se ha considerado la descripción litológica del intervalo en el que se producen los “*breakouts*”. De manera rutinaria se han seleccionado (cuando las diagrafas están disponibles) los datos de radiactividad natural (API), densidad ( $\text{gr cm}^{-3}$ ), resistividad ( $\text{ohm m}$ ) y velocidad de ondas p ( $\mu\text{s pie}^{-1}$ ). A lo largo de un pozo es frecuente que los “*breakouts*” (y por tanto de esfuerzos) presenten cambios de orientación. Con ayuda de las diagrafas se ha intentado establecer el origen de estas rotaciones, que pueden estar condicionadas por la presencia de niveles de despegue, capas de baja resistencia (e.g., sales) o por zonas de falla (Shamir y Zoback, 1992; Barton y Zoback, 1994). Estas últimas son fácilmente reconocibles en los registros de diagrafas por presentar velocidades sísmicas y resistividades bajas, una disminución de la densidad y altos valores de radiactividad natural (rayos gamma) (e.g., Boness y Zoback, 2004).

El procedimiento general de análisis empleado se ilustra en la Figura 4-6 que muestra el caso del pozo W-4 (Andalucía G-1, localización en Figura 4-5) para la sección entre 2375 m y 3330 m.b.n.m. (metros bajo el nivel del mar). La columna litológica en este tramo del pozo está compuesta fundamentalmente por arcillas y arenas de grano fino con intercalaciones menores de depósitos vulcano-sedimentarios (2375 m a 2550 m), arenas y conglomerados con intercalaciones de arcillas (2550 m a 2920 m), arcillas calcáreas y niveles intercalados de siltitas que se hacen más abundantes hacia el muro de este intervalo (2920 m a 3100 m) y finalmente arcillas con intercalaciones menores de siltitas (3100 m a 3330 m). El pozo presenta además un intervalo de unos 50 m (3025-3075 m) en el que los “*breakouts*” rotan aproximadamente 70° (compárense los azimuts en el diagrama de la Figura 4-6). En función de las características de las diagrafas en este intervalo, y en particular de la orientación de los brazos del “*caliper*” (véase diagrama con C1-3 y C2-4), se puede sugerir que esta rotación es debida a una zona de “*key seat*” inducida por cambios litológicos (cf. Figura 4-4). Obsérvese que el “*caliper*” pequeño (C1-3) se encuentra ligeramente por debajo del diámetro de perforación (dado por el tamaño del tricono de perforación y marcado en la Figura 4-6 por una línea recta de trazo discontinuo) y que P1AZ se mantiene fijo. Esto podría interpretarse como que el brazo C1-3 se encuentra atrapado en un “*key seat*”. Los intervalos de este tipo se han descartado en el cálculo de la orientación media de los “*breakouts*” en el pozo. El azimut medio de los “*breakouts*” en el intervalo 2375-3330 m de este pozo, es  $003^\circ \pm 4^\circ$ , por lo que resulta una orientación de  $093^\circ \pm 4^\circ$  de  $S_{H_{\max}}$  y que corregido convenientemente corresponde con un azimut geográfico de  $098^\circ \pm 4^\circ$ .



**Figura 4-6.** Ejemplo de determinación de “breakouts” en una sección del pozo W-4 (Andalucía G-1). Se muestran los registros de HDT (“High-resolution Dipmeter Tool”); DEV (desviación del pozo), HAZI (azimut del pozo), RB (inclinación de las capas), P1AZ (azimut del patín #1 de referencia), C1-3 (Caliper 1) y C2-4 (Caliper 2). El azimut de los “breakouts” estimado en esta sección del pozo se compara con los registros de diagráfias dispomibles (RHOB; densidad; GR; rayos gamma; LLD: resistividad; Sónico: velocidad de ondas p). Se observa una rotación de los “breakouts” entre 3000-3100 m.b.n.m. (metros bajo el nivel del mar) que corresponde con una variación clara en las diagráfias. Los resultados se calculan aplicando métodos de estadística circular y se ilustran con una rosa de los vientos y un histograma de frecuencias. La posición de todos los “breakouts” se proyecta en una sección ideal del pozo.

### *Características generales de los pozos*

De los pozos perforados en el entorno del Arco de Gibraltar, se han seleccionado un total de 12 (W1 a W12), todos ellos situados al Norte del paralelo 36°N (Figura 4-5) y con registro de “*caliper*” de cuatro brazos (Tabla 4-2). La Figura 4-7 resume las columnas litológicas de cada pozo, los tramos analizados y la posición de los intervalos con “*breakouts*”.

En el Mar de Alborán los pozos seleccionados perforan fundamentalmente sedimentos de edad Plio-Cuaternario y Mioceno superior y corresponden con los pozos comerciales Alborán A-1 (W-1), Andalucía A-1 (W-3) y Andalucía G-1 (W-4), y los sondeos científicos de ODP-Leg 161, 976B (W-10) y 977A (W-11). El sondeo W-10 además alcanza el basamento metamórfico de la Cuenca de Alborán, que consiste en rocas metamórficas de alto grado equivalentes a algunas de las rocas del Dominio de Alborán emergido en Béticas (e.g., Sánchez-Gómez *et al.*, 1999; Soto *et al.*, 1999).

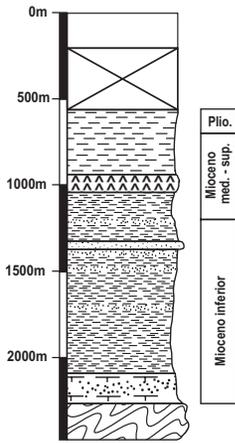
En el Dominio Sudibérico se ha seleccionado el pozo Río Segura G-1 (W-12) que perfora rocas sedimentarias de edad Terciario y Mesozoico, representativas del paleomargen ibérico. Además se ha seleccionado el pozo marino Alicante A-1 (W-2) que se localiza en el margen oriental de Béticas y perfora una secuencia de hasta 800 m de sedimentos marinos recientes (Plio-Cuaternario), aunque la mayor parte del sondeo discurre a través de una potente secuencia sedimentaria característica del Dominio Sudibérico.

Los pozos Granada D-1 (W-8) y Murcia 4-1 (W-9) se perforaron en dos de las principales cuencas Neógenas en Béticas, la Cuenca de Granada y la Cuenca de Alhama-Fortuna respectivamente. Estos pozos cortan depósitos marinos y continentales de edad Neógeno y Cuaternario. Para la Cuenca del Guadalquivir, al NO de Béticas, se han seleccionado los pozos comerciales Córdoba A-7 (W-6) y Córdoba B-1 (W-7). La columna litológica de ambos pozos está constituida por rocas sedimentarias de edad Mioceno superior que se disponen discordantes sobre el basamento Paleozoico del Macizo Hercínico (i.e., el antepaís Ibérico).

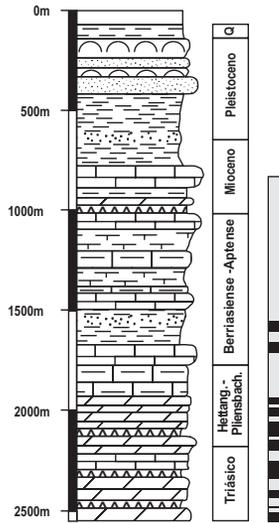
En el frente occidental del Arco de Gibraltar se ha seleccionado el pozo Bética 18-1 (W-5). Este sondeo perfora una potente cobertera alóctona de arcillas y sales de edad Triásico (facies Keuper) a Mioceno, y una secuencia sedimentaria propia del Dominio Sudibérico, con calizas y margas de edad Mesozoico.

### *Orientación de los “breakouts”*

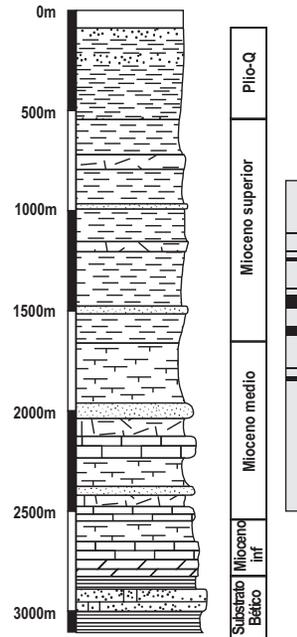
Se puede adelantar a modo de resumen que en 11 de los 12 pozos seleccionados se han encontrado “*breakouts*” a profundidades que en algunos casos alcanzan los 3450 m (Figura 4-7). La Tabla 4-2 resume los resultados obtenidos del análisis de “*breakouts*”. Se muestran los intervalos con estas estructuras, así como la calidad asignada a cada uno basándose en la desviación típica y su longitud total. Teniendo en cuenta éstos datos se ha podido asignar un valor de calidad atendiendo a los criterios recogidos en el Apéndice C. De este modo se tienen orientaciones de esfuerzos de calidad A en tres pozos, de calidad B en un pozo, de calidad C en



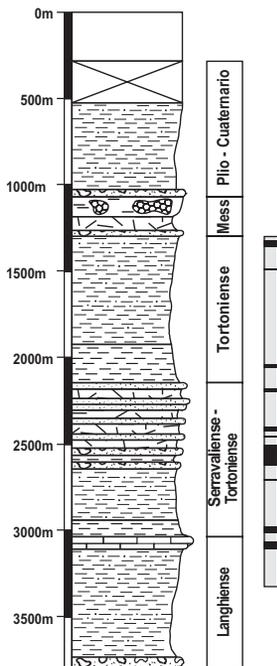
**W-1**  
(Alborán A-1)



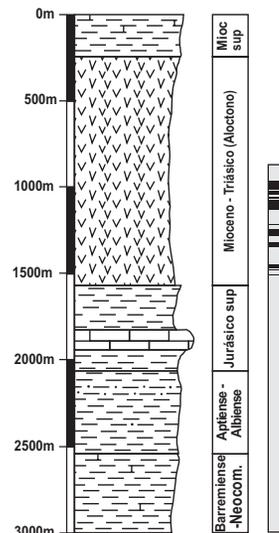
**W-2**  
(Alicante A-1)



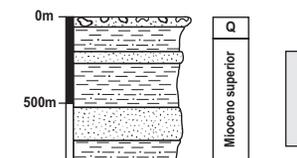
**W-3**  
(Andalucía A-1)



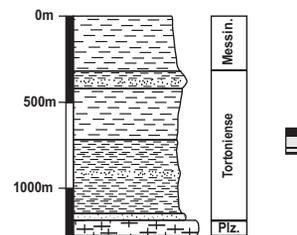
**W-4**  
(Andalucía G-1)



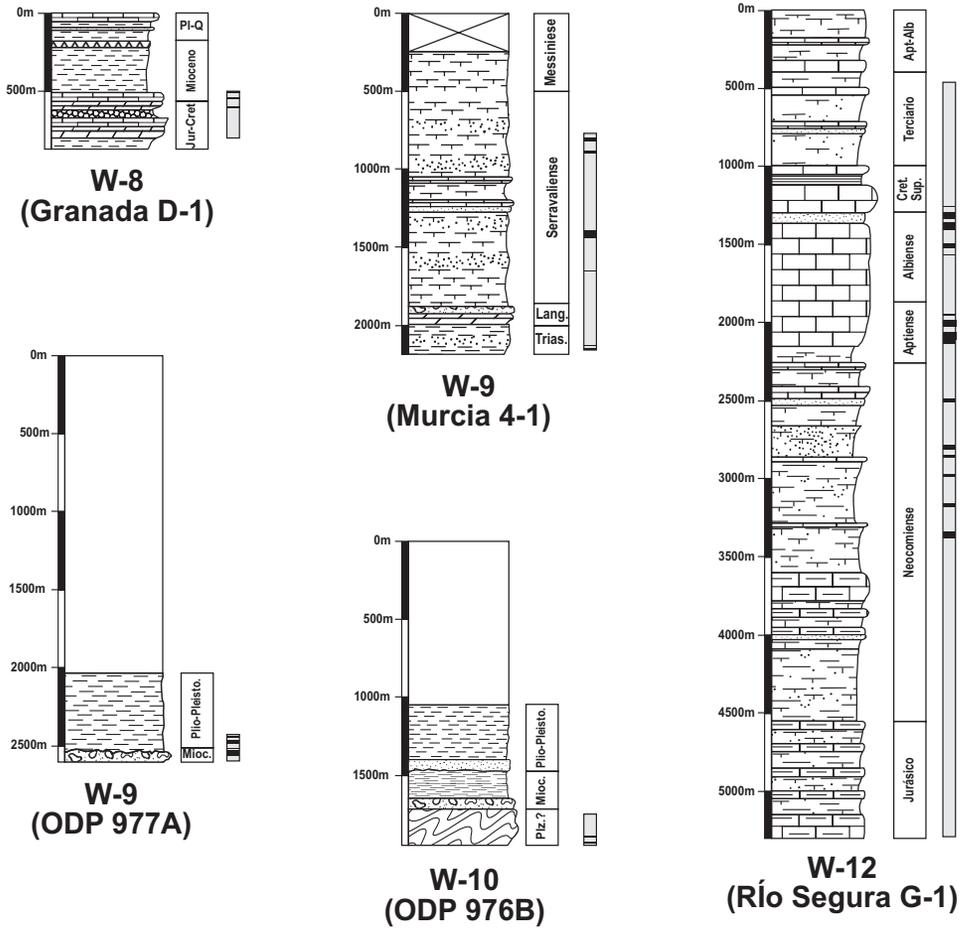
**W-5**  
(Bética 18-1)



**W-6**  
(Córdoba A-7)



**W-7**  
(Córdoba B-1)



### Leyenda

	Conglomerado		Arena y Arcilla		Dolomia		Cuarcita		No recuperado
	Arena / Arenisca		Arcilla calcárea		Lumaquelas		fiilitas		Agua
	Limolita		Margas y arenas		Yeso		Esquistos (Basamento)		
	Arcilla		Margocaliza		Anhidrita		Roca plutónica		
	Margas		Caliza		Sales		Roca volcánica		

**Figura 4-7.** Columnas litológicas de los pozos estudiados. Junto a cada columna se indica el intervalo analizado (en gris) y las principales secciones donde se han hallado “breakouts” (en negro). La escala de profundidades está referida al nivel de mar para los pozos marinos y a la superficie topográfica para pozos en regiones emergidas.

cuatro pozos, de calidad D en tres pozos y uno con calidad E. Los datos disponibles no permiten estimar de manera fiable la magnitud relativa de los esfuerzos en los pozos por lo que debe asignarse la categoría U (“*unknown*”) al régimen de esfuerzos en todos estos pozos.

En el Mar de Alborán, del pozo Alborán A-1 (W-1) sólo se ha podido analizar un intervalo reducido (~ 110 m) (Tabla 4-2). Este tramo del pozo presenta un importante efecto de lavado como consecuencia de la circulación de los lodos de perforación, el número de “*breakouts*” identificados es escaso, por tanto el valor de orientación de  $S_{Hmax}$  obtenido ( $032^\circ \pm 15^\circ$ ) se ha clasificado con calidad D. Análogamente, en el pozo ODP 976B (W-10), el intenso lavado de las paredes del sondeo y el escaso registro de “*breakouts*” condiciona que los resultados se hayan clasificado con calidad D ( $S_{Hmax} = 040^\circ \pm 8^\circ$ ). Aunque De Larouzière *et al.* (1999) estudiaron las imágenes de resistividad eléctrica por FMS (“*Formation Micro-Scanner*”) para este pozo, la dispersión en la distribución espacial de las fracturas de tensión inducidas es tan alta que condiciona que sus resultados deban clasificarse con calidad muy baja. En el pozo ODP 977A (W-11), si bien se encuentra un excelente ejemplo de “*breakouts*” con una orientación constante NO-SE ( $S_{Hmax} = 038^\circ \pm 4^\circ$ ) a lo largo de todo el tramo analizado, debe clasificarse con la calidad C dado que la longitud total con “*breakouts*” es de 50 m. La orientación de  $S_{Hmax}$  inferida a partir del análisis de los pozos Andalucía A-1 (W-3) y Andalucía G-1 (W-4), situados próximos a la costa Norte del Mar de Alborán, es aproximadamente E-O (azimuts  $105^\circ \pm 12^\circ$  y  $098^\circ \pm 4^\circ$  respectivamente) y son de buena calidad (B y A, respectivamente).

En el Dominio Sudibérico, Río Segura G-1 (W-12) es un pozo profundo (> 5000 m) a lo largo del cual se ha identificado una longitud total de “*breakouts*” de ~350 m (Tabla 4-2). El azimut promedio de  $S_{Hmax}$  estimado en este pozo es  $036^\circ \pm 8^\circ$  y la calidad de los datos es excelente (A). El pozo marino Alicante A-1 (W-2) alcanza una profundidad máxima de 2600 m. A lo largo de 1760 m de perforación se han identificado “*breakouts*” con una longitud total superior a 300 m y una orientación NO-SE que se mantiene constante a lo largo del intervalo analizado. El azimut de  $S_{Hmax}$  estimado es  $057^\circ \pm 4^\circ$  y la calidad asignada, A.

Murcia 4-1 (W-9) es uno de los pozos perforados en las cuencas emergidas en Béticas orientales (Cuenca de Alhama-Fortuna), presenta características propias de un intenso lavado de las paredes, lo que dificulta la identificación de “*breakouts*”. Se han reconocido estas estructuras a lo largo de 70 m, de las que se deriva un azimut de  $S_{Hmax} = 007^\circ \pm 9^\circ$  y una calidad C del indicador (Tabla 4-2). Otro pozo perforado en una de las cuencas emergidas es el Granada D-1 (W-8), localizado en la Cuenca de Granada, en Béticas centrales. En este caso, se infiere que las paredes del pozo también han sido intensamente lavadas por lo que ha sido prácticamente imposible identificar intervalos con “*breakouts*”. El azimut promedio de  $S_{Hmax}$  en este pozo es  $165^\circ \pm 22^\circ$  y su calidad como indicador de esfuerzos, D.

De los pozos seleccionados en la Cuenca del Guadalquivir (W-6, Córdoba A-7 y W-7, Córdoba B-1) sólo W-7 presenta “*breakouts*”. En este caso se reconstruye una orientación media de  $S_{Hmax} = 038^\circ \pm 6^\circ$ , y dado que los “*breakouts*” se desarrollan en un intervalo de 35 m, se le ha asignado una calidad C. W-6 es un pozo intensamente lavado, con un registro muy deficiente de “*caliper*” y sin haberse podido identificar intervalos con “*breakouts*” (calidad E).

Tabla 4-2. Resultados del análisis de “breakouts”.

Estación	Longitud	Latitud	$S_{Hmax} \pm \sigma$	Régimen	Calidad	Intervalo analizado (m)	Longitud de “breakouts” (m)	Herramienta	Pozo
W-1	-4,21	36,63	32±15	U	D	[2240, 2350]	15	SHDT	Alborán A-1
W-2	-0,03	38,46	57±4	U	A	[830, 2590]	350	HDT	Alicante A-1
W-3	-2,73	36,60	105±12	U	B	[850, 2500]	140	HDT	Andalucía A-1
W-4	-4,75	36,40	98±4	U	A	[1300, 3300]	300	HDT	Andalucía G-1
W-5	-6,00	36,78	158±19	U	C	[850, 3000]	220	HDT	Bética 18-1
W-6	-5,38	37,50	—	—	E	[200, 750]	—	SHDT	Córdoba A-7
W-7	-5,27	37,56	38±6	U	C	[650, 800]	35	SHDT	Córdoba B-1
W-8	-3,81	37,17	165±22	U	D	[500, 800]	20	SHDT	Granada D-1
W-9	-1,35	38,02	7±9	U	C	[770, 2160]	70	SHDT	Murcia 4-1
W-10	-4,31	36,21	40±8	U	D	[1750, 1950]	15	HDT	ODP 976B
W-11	-1,96	36,03	38±4	U	C	[2430, 2600]	45	HDT	ODP 977A
W-12	-1,75	38,20	36±8	U	A	[450, 5300]	365	HDT	Río Segura G-1

Dado que no hay datos que permitan determinar el régimen de esfuerzos en los pozos, a todos se les ha asignado la clase “U” (desconocido). HDT: “high resolution dipmeter tool”. SHDT: “stratigraphic high resolution dipmeter tool”. Las profundidades de los intervalos analizados están referidas a la superficie topográfica y al nivel del mar, para pozos en tierra y mar respectivamente.

El pozo Bética 18-1 (W-5), localizado en el frente occidental del Arco de Gibraltar, posee múltiples intervalos (a profundidades superiores a 1600 m) en los que cabe interpretar que el “*caliper*” quedó bloqueado, por lo que no resultan útiles para este análisis. Por tanto, el intervalo útil de este pozo se extiende desde 850 m a 1600 m. A lo largo de todo el pozo, se observan rotaciones de los “*breakouts*” que son debidas a la presencia de niveles de sales intercaladas que favorecen las rotaciones de esfuerzos ya que actúan como niveles de desacoplamiento (Evans, 1989). Como consecuencia, el azimut de  $S_{Hmax}$  tiene asociada una elevada desviación típica ( $158^\circ \pm 19^\circ$ ) y se le ha asignado calidad C.

### 4.2.3 Datos de fallas

Del amplio catálogo de fallas activas durante el Cuaternario que han sido identificadas en el Arco de Gibraltar por múltiples autores, se han recopilado datos cinemáticos de fallas concretas que se consideran representativas de la deformación en sectores diversos del arco, y en las que se puede garantizar que deforman sedimentos de edad Cuaternario (Figura 4-5). En unos casos se han tomado datos en el campo, en otros, los datos utilizados provienen de la bibliografía (Tabla 4-3). De acuerdo con los criterios establecidos en el WSM, sólo se han considerado aquellas fallas que demuestran haber sido activas en los últimos 1,65 M.a. (i.e. Cuaternario). Para hacer aún más rigurosa la reconstrucción del campo de esfuerzos actual se les ha asignado un orden de calidad menor a aquellas fallas cuyo último pulso tectónico sucedió durante el Pleistoceno.

Para determinar el estado de esfuerzos a partir de los datos de falla propios se han tomado por estación al menos 15 medidas de dirección, buzamiento e inmersión de la estría. El tensor de esfuerzos se ha calculado aplicando el método de inversión directa de Angelier y Goguel (1979) o el método de los dihedros rectos de Angelier y Mechler (1977), dependiendo de la disponibilidad de datos. Los resultados obtenidos mediante estos métodos han sido comparados con los resultados obtenidos mediante otros métodos de inversión de esfuerzos. Por ejemplo, se han calculado los ejes P, B y T siguiendo el método propuesto por Turner (1953), y los resultados se ajustan razonablemente bien a los ejes principales de esfuerzos calculados con el método de dihedros rectos.

Se han analizado las fallas normales de alto ángulo del entorno de la Cuenca Neógena de Granada, en Béticas centrales (estaciones F-1 a F-3). La estación F-1 (falla de Padul-Nigüelas) corresponde con fallas normales localizadas hacia el borde SE de la Cuenca de Granada, buzando con componente SO y limitan cuencas de tipo semi-graben, como la de Padul (e.g., Doblas *et al.*, 1997; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1999; Delgado *et al.*, 2002). La actividad reciente de estas fallas se pone de manifiesto en las deformaciones de los sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan en el borde Oeste de Sierra Nevada. Además se han encontrado evidencias de una actividad sísmica asociada (e.g., Alfaro *et al.*, 2001). La orientación de  $S_{Hmax}$  calculada en F-1 es  $313^\circ$  y su calidad, A. La estación F-3 (falla de Monachil) incluye datos de fallas normales que funcionaron en algún momento durante el Cuaternario y que configuran también la vertiente occidental de Sierra Nevada. Son estructuras

de dirección NO-SE y buzamiento hacia el SO, para las que se ha estimado una orientación  $159^\circ$  de  $S_{Hmax}$ . Sin embargo, las observaciones de campo no han permitido precisar la edad de la actividad última de estas fallas, por lo que se han clasificado como indicadores de calidad C.

En la Cuenca de Granada existen muchas otras estructuras (fallas y pliegues) que afectan los sedimentos más recientes (de edad Cuaternario) y llegan a cortar la superficie topográfica (e.g., Sanz de Galdeano *et al.*, 2003; Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). Se han analizado estas estructuras, seleccionando algunas fallas activas que afloran al Sur de la Cuenca de Granada, en las proximidades de La Malahá (F-2). Estas estructuras, que a veces aparecen asociadas con pliegues, constituyen sistemas de fallas normales conjugadas que afectan a niveles de suelos. El sistema principal de fallas tiene una dirección media NO-SE y las fallas mayores buzan con componente SO. La orientación promedio de  $S_{Hmax}$  es  $303^\circ$  y se le ha asignado calidad A.

Al Oeste de la Cuenca de Granada, la estación F-6 corresponde al tensor de esfuerzos propuesto por Galindo-Zaldívar *et al.* (1993) para la falla de Zafarraya. De dirección E-O y buzamiento con componente N, esta falla es una de las pocas estructuras activas para las que existe un registro de actividad sísmica histórica. Galindo-Zaldívar *et al.* (1993) señalan la existencia de dos poblaciones de estrías que corresponderían a dos episodios de actividad de la falla en los que el régimen cambia de SS a NS durante el Cuaternario. De la inversión de esfuerzos se deduce que la orientación de  $S_{Hmax}$  para ambos episodios es aproximadamente la misma ( $180^\circ$ ). El tensor de esfuerzos inferido en estas estaciones se ha clasificado con calidad A. El último episodio de esta falla se relaciona con uno de los mayores terremotos históricos de la región, el terremoto de 1884 de Arenas del Rey ( $M_w = 6,8$ ) (Fernández de Castro *et al.*, 1885; Udías y Muñoz, 1979; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003; Reicherter *et al.*, 2003; Ruano *et al.*, 2004).

A lo largo del margen Norte del Mar de Alborán se sitúan tres estaciones más de medida (F-4, F-5, F-7). La estación F-4, localizada en las inmediaciones de la localidad de Maro, incluye los datos cinemáticos de un sistema de fallas normales de dirección NO-SE a ONO-ESE y buzamiento con componente SO. Estas fallas se disponen oblicuas al trazado de la línea de costas y se prolongan probablemente bajo el mar. Los datos de sísmica de reflexión de alta resolución muestran en esta zona como este tipo de estructuras afectan el fondo marino. Mientras que en tierra, el último pulso que registró este sistema de fallas se estima que ocurrió durante el Pleistoceno inferior, en base a las relaciones geométricas de la falla con los depósitos aluviales y las edades radiométricas (Soto y Manzano, 2002). La orientación de  $S_{Hmax}$  calculada para F-4 es  $159^\circ$  y ya que las edades radiométricas apuntan hacia una actividad de edad Pleistoceno el valor del indicador de esfuerzos se ha clasificado con calidad B.

Hacia el Este, entre los meridianos  $2^\circ30'O$  y  $3^\circ00'O$ , se ubican las estaciones F-5 y F-7. F-7 se localiza próximo a la línea de costas, en el Campo de Dalías (Almería). Las estructuras consideradas aquí han sido descritas y analizadas por Marín-Lechado *et al.* (2005). A partir de este estudio se ha calculado una orientación de  $S_{Hmax} = 297^\circ$ , el régimen de esfuerzos es de falla normal y el indicador de esfuerzos estimado es de calidad A. Al NO de F-7, se localiza la estación F-5, en el borde occidental de Sierra de Gádor. La presencia de estructuras recientes

**Tabla 4-3.** Resultados de la inversión del estado de esfuerzos a partir de datos de fallas activas de edad Cuaternario.

Estación	Longitud	Latitud	Eje-P ( $\sigma_1$ )	Eje-B ( $\sigma_2$ )	Eje-T ( $\sigma_3$ )	$S_{Hmax}$	Régimen	Calidad	Razón Axial	Fuente
F-1	-3,56	37,00	79/183	07/311	08/042	313	NF	A	0,50	1
F-2	-3,66	37,07	86/211	00/301	04/031	303	NF	A	0,48	1
F-3	-3,53	37,13	67/019	17/157	14/252	159	NF	C	0,52	1
F-4	-3,80	36,76	67/263	22/094	04/003	96	NF	B	0,01	1
F-5	-2,89	36,90	70/048	02/143	20/234	145	NF	A	0,49	1
F-6	-4,10	36,92	44/008	46/188	00/098	280	NS	A	0,25	2
F-7	-2,72	36,75	81/144	08/297	04/028	297	NF	A	0,10	3
F-8	-5,18	35,32	64/073	25/268	06/175	268	NF	A	0,45	4
F-9	-2,40	34,85	01/156	65/068	25/246	156	SS	A	0,16	5
F-10	-1,66	37,70	08/355	04/086	80/205	355	TF	A	0,14	6
F-11	-1,65	37,70	09/353	44/092	44/254	353	TS	A	0,24	6
F-12	-1,63	37,71	01/172	02/262	87/040	172	TF	A	0,16	6

Fuentes: (1) Datos propios; (2) Galindo-Zaldivar *et al.* (1999); (3) Marin-Lechado *et al.* (2005); (4) Saji y Chalouan (1995); (5) Ait-Brahim *et al.* (2002); (6) Martínez-Díaz (2002). La razón axial (R) se define como  $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ .

en el borde de esta sierra ha sido puesta de manifiesto por diversos autores (Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2004; Marín-Lechado *et al.*, 2005). Se han reconocido dos sistemas de fallas normales que configuran la morfología de este borde de la sierra. Uno antiguo de dirección N165°E y otro, más reciente de dirección N140°E; ambos de alto ángulo y buzamiento con componente SO. Este último, afecta depósitos coluviales cuaternarios y presenta espejos de falla bien preservados con estrías y colas de cantos estriadores que han permitido estimar una orientación promedio de  $S_{H_{max}} = 145^\circ$ . Este dato se ha clasificado con calidad A.

En Béticas orientales se han recopilado los datos de inversión de esfuerzos publicados por Martínez-Díaz (2002) para la falla de Alhama de Murcia (estaciones F-10 a F-12). Estas fallas tienen una actividad Cuaternaria reciente y así lo ponen de manifiesto la red de drenaje y las deformaciones que se observan en los abanicos aluviales asociados a los escarpes de falla. La inversión de esfuerzos llevada a cabo por Martínez-Díaz (2002) sugiere un azimut promedio de  $S_{H_{max}}$  que varía entre 352° y 355° para sendas estaciones de medida. El régimen de esfuerzos de acuerdo con este autor es de falla inversa en F-10 y F-12, y de salto en dirección con una componente menor inversa en F-11. A las tres estaciones de medida se les ha asignado calidad A.

En el Rif, las fallas activas con datos cinemáticos publicados son escasas. Se han conseguido datos fiables de dos fallas con evidencias de haber sido activas durante el Cuaternario (estaciones F-8 y F-9). La estación F-8 corresponde a la inversión del tensor de esfuerzos llevada a cabo por Saji y Chalouan (1995) para un sistema de fallas normales en la Cuenca de Tetouan, en el margen Sur del Mar de Alborán. La orientación promedio de  $S_{H_{max}}$  calculada a partir de los datos de estos autores es 268°; a este dato se le ha asignado calidad A. F-9 corresponde a la inversión del tensor de esfuerzos realizada por Aït-Brahim *et al.* (2002) en un sistema de fallas de salto en dirección y orientación N-S que afectan terrazas de edad Cuaternario en la región de Oujda, al NE de Marruecos, en las inmediaciones del meridiano 2°24'O. La orientación promedio de  $S_{H_{max}}$  en esta estación es 156°, el régimen de la falla es de salto en dirección y se le ha asignado calidad A.

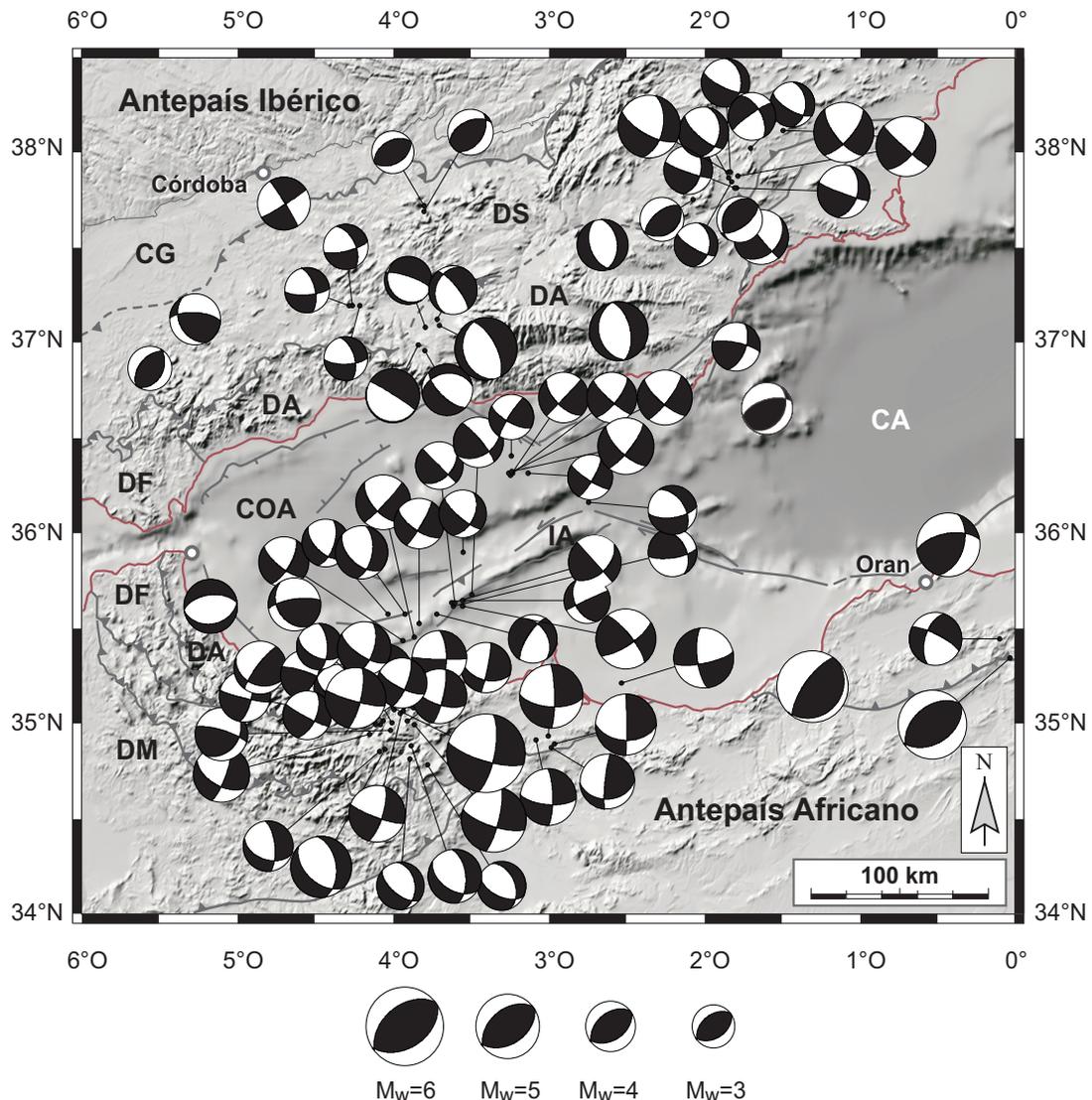
Debe señalarse el hecho de que el elipsoide de esfuerzos calculado en algunas estaciones (e.g., F-4 y F-7) se caracteriza por tener una razón axial muy baja ( $R \leq 0,1$ ; i.e.  $\sigma_1 \approx \sigma_2$ ), lo que puede facilitar una permutación de los ejes de esfuerzos principales bajo un régimen compresivo. Para el resto de las estaciones los resultados parecen ser suficientemente fiables y consistentes con el  $S_{H_{max}}$  local estimado a partir de otros tipos de indicadores de esfuerzos.

#### 4.2.4 Datos de mecanismos focales

Existen dos redes sísmicas permanentes operativas en el Sur de España y Norte de Marruecos: la del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) y la del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Más del 90% de los datos de mecanismos focales utilizados en este estudio proceden del catálogo del proyecto Tensor Momento Regional del IAG que está disponible al público en [www.ugr.es/~iag/tensor/](http://www.ugr.es/~iag/tensor/). Para completar el catálogo en las zonas donde la cobertura azimutal

de la red del IAG es más reducida, se ha recurrido a la bibliografía y a los datos publicados por el IGN ([www.ign.es/ign/es/IGN/BBDD\\_sismicos\\_CATMS.jsp](http://www.ign.es/ign/es/IGN/BBDD_sismicos_CATMS.jsp)); por ejemplo, para la Cuenca Argelina y la región occidental de Argelia.

Las formas de onda para los terremotos de la red del IAG están disponibles en formato digital desde 1992, por lo que los mecanismos focales se pueden considerar suficientemente fiables como para caracterizar el campo de esfuerzos regional. Estos mecanismos focales re-



**Figura 4-8.** Mecanismos focales de terremotos corticales recopilados en el Arco de Gibraltar (N= 81). El tamaño de cada mecanismo es proporcional a la magnitud del terremoto. Se ha utilizado una proyección equi-areal en el hemisferio inferior. Los cuadrantes compresivos aparecen en negro. Los detalles de cada mecanismo focal aparecen resumidos en la Tabla B-2 del Apéndice B. CA: Cuenca Argelina; CG: Cuenca del Guadalquivir; COA: Cuenca Oeste de Alborán; DA: Dominio de Alborán; DF: Dominio de los Flysch; DM: Dominio Magrebi; DS: Dominio Sudibérico; IA: Isla de Alborán.

sultan de la inversión del tensor momento utilizando el sismograma completo registrado a distancias <1000 km, que incluye todas las formas de onda P, S, Love y Rayleigh. Los detalles del método de inversión están descritos en Stich *et al.* (2003a). El resto de los datos proceden del IGN y otras referencias bibliográficas. En cada caso los mecanismos focales se han estimado a partir de métodos concretos, por ejemplo, primera llegada, modelado de la forma de onda o inversión del tensor momento (ver referencias para cada caso).

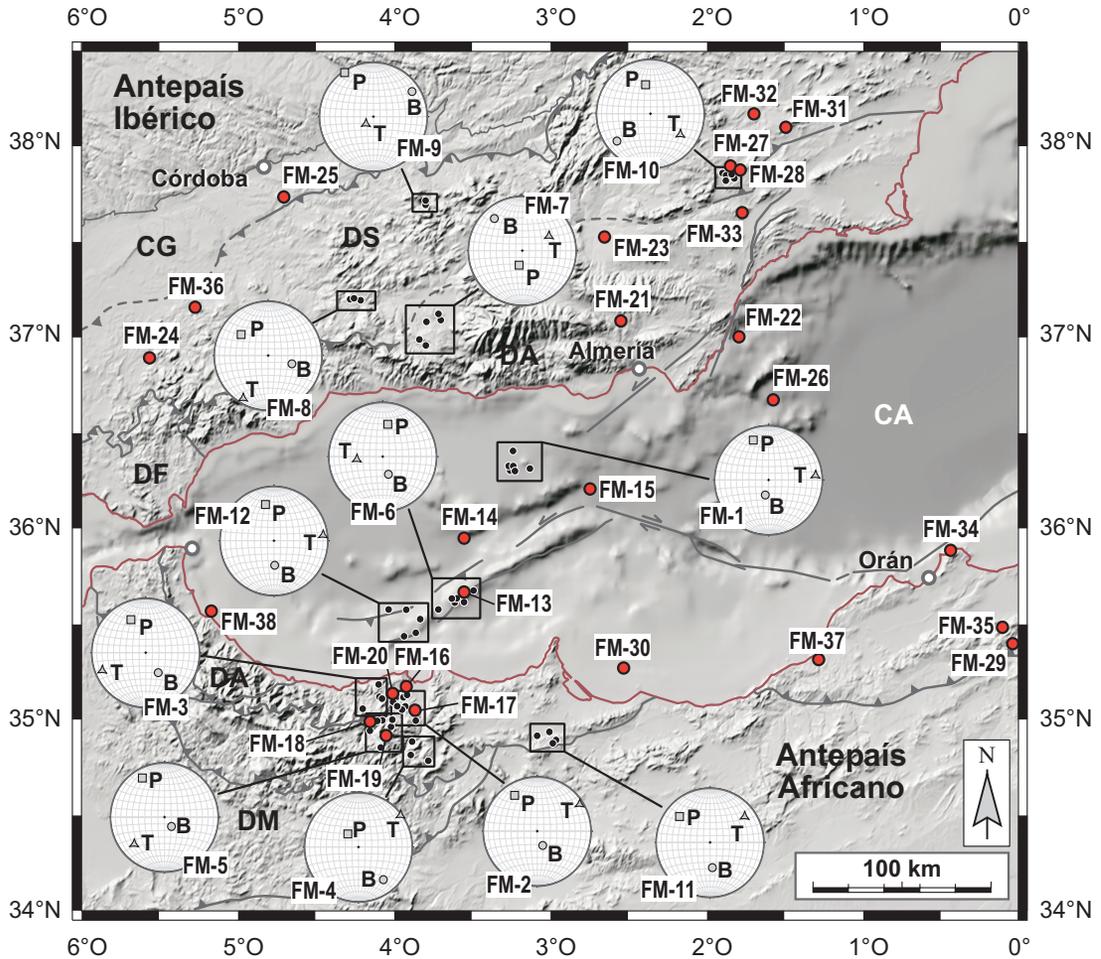
En total se han recopilado 81 mecanismos focales de terremotos corticales (profundidad  $\leq 30$  km) que han sido utilizados para reconstruir el patrón regional de esfuerzos (Figura 4-8; Tabla B-2 del Apéndice B). La orientación de los esfuerzos se ha estimado promediando los ejes P de mecanismos focales geográficamente próximos y a partir de soluciones individuales de mecanismos focales considerados suficientemente fiables (Tablas 4-4 y 4-5). Una vez agrupados los mecanismos focales más próximos se obtiene un total de 38 indicadores de esfuerzos (Figura 4-9). Éstos se han clasificado por calidades según los criterios del WSM. Las calidades de ambos tipos de datos varían entre A y C. Todos los mecanismos focales corresponden a terremotos de  $M_w \geq 2,5$ . De éstos, a los de  $M_w \geq 3,5$  se les ha asignado siempre calidades A o B, ya que las formas de onda están bien definidas en todas las estaciones de registro y por tanto los mecanismos invertidos y la corrección de propagación de errores son muy precisos. Los terremotos de magnitud ( $M_w$ ) entre 2,5 y 3,5 se han clasificado como indicadores de calidad C. Los eventos de pequeña magnitud ( $< 2,5$ ), aunque son abundantes en la región y tienen valor general en las interpretaciones sismotectónicas, suelen tener unos registros con mucho ruido y por tanto los mecanismos que de éstos se infiere suelen tener calidad inferior, por lo que se han desestimado para este estudio.

Los datos de mecanismos focales recopilados (Figura 4-8) muestran, a lo largo del Norte de África, un régimen predominante de falla de salto en dirección, que hacia el Este pasan a tener una componente inversa predominante (e.g., Meghraoui *et al.*, 2004; Déverchère *et al.*, 2005). En esta región se concentran algunos de los terremotos de mayor magnitud registrados en el Mediterráneo occidental en los últimos años; e.g., el terremoto de Alhoceima de 2004 ( $M_w = 6,3$ ; FM-20), el terremoto de Mascara de 1994 ( $M_w = 5,7$ ; FM-29) o el terremoto de Melilla de 1992 ( $M_w = 4,8$ ; FM-30) (e.g., Bezzeghoud y Buforn, 1999) (Figura 4-9). En este sector los datos de mecanismos focales se concentran en dos regiones fundamentalmente, Alhoceima y el Oeste de Argelia. En Argelia los mecanismos focales son de tipo inverso. En Alhoceima las soluciones de mecanismos focales son mayoritariamente de salto en dirección (e.g., FM-16, 17, 18, 19, 20) y con algunas soluciones de falla normal hacia el Sur (Figura 4-8). La mayor parte de los mecanismos focales de esta zona está en relación con series sísmicas, por ejemplo las series sísmicas de 1994 o 2004 (cf. Capítulo 3). Los agrupamientos de terremotos por proximidad muestran una tendencia hacia la horizontal de los ejes T promediados en la zona (FM-2, 3, 4, 5). Los ejes P en el área se inclinan  $20^\circ$ - $40^\circ$  y hacia el Sur se hacen sub-verticales (FM-4), dando lugar a una región con fallas normales (Figura 4-9).  $S_{Hmax}$  presenta un azimut de  $325^\circ$ - $345^\circ$  que se mantiene constante para todo el Norte de África, desde Alhoceima hasta Argelia (Tablas 4-4 y 4-5).

**Tabla 4-4.** Determinación del esfuerzo máximo horizontal a partir del agrupamiento de varios mecanismos focales próximos.

Estación	Longitudud	Latitud	$S_{Hmax}$	Régimen	Calidad	Num. de eventos	Intervalo de profundidad	Prof. media (km)	Fuente	Num. Ref.
FM-1	-3,24	36,37	176	SS	A	6	[6,16]	11	IAG	1-6
FM-2	-3,90	35,15	150	SS	A	7	[10,16]	12,6	IAG	7-13
FM-3	-4,06	35,19	341	SS	A	4	[6,16]	12	IAG	14-17
FM-4	-3,84	34,87	146	NF	B	3	[4,6]	5,3	IAG	18-20
FM-5	-4,08	35,05	332	SS	A	5	[6,22]	13,6	IAG	21-25
FM-6	-3,61	35,67	011	SS	B	6	[2,6]	3,7	IAG	26-31
FM-7	-3,79	37,11	322	NF	A	5	[6,16]	11	IAG	32-36
FM-8	-4,20	37,25	302	SS	B	3	[12,14]	12,7	IAG	37-39
FM-9	-3,80	37,73	327	TF	B	2	[2,2,5]	2,25	(1)	40-41
FM-10	-1,82	37,85	323	NS	A	5	[6,10]	6,8	IAG	42-46
FM-11	-3,00	34,94	145	SS	A	4	[6,12]	9,5	IAG	47-50
FM-12	-3,90	35,55	176	SS	A	5	[8,18]	12	IAG	51-55

Los datos de calidad A resultan de promediar el eje P con más de cuatro eventos geográficamente próximos, de los que al menos un evento tiene  $M_w \geq 4,0$  y el resto  $M_w \geq 3,0$ . Los datos de calidad B resultan de promediar el eje P de dos o tres mecanismos focales con  $M_w \geq 3,0$  y obtenidos a partir de la inversión del tensor momento o de la primera llegada. Fuentes: (1) Sánchez-Gómez y Torcal (2002). IAG: Instituto Andaluz de Geofísica. Los números de la última columna corresponden con el número de referencia asignado a cada uno de los mecanismos focales utilizados en este trabajo y aparecen detallados en el Apéndice B.



**Figura 4-9.** Localización de los terremotos corticales utilizados en la inversión de esfuerzos. Los eventos que se han utilizado como indicadores de esfuerzos individuales se identifican con un punto rojo grande (Tabla 4-5). Los eventos que han sido agrupados para estimar la orientación promedio del eje P, se indican con pequeños puntos negros incluidos en un área rectangular (Tabla 4-4). La orientación de los ejes P, B y T promedio de los eventos agrupados se ha representado en el hemisferio inferior de una proyección equi-areal. CA: Cuenca Argelina; CG: Cuenca del Guadalquivir; DA: Dominio de Alborán; DF: Dominio de los Flysch; DM: Dominio Magrebí; DS: Dominio Sudibérico.

En el Mar de Alborán los terremotos de mayor magnitud se concentran alrededor de la Cresta de Alborán y al Norte, en la Cuenca Este de Alborán (Figura 4-8). Los mecanismos focales corresponden principalmente a fallas de salto en dirección; aunque con frecuencia es difícil asignarles un régimen de esfuerzos concreto dado que los ejes P, B y T tienen una inmersión moderada (FM-12 y FM-6) (Figura 4-9). En este caso se ha optado por asignarles un régimen de salto en dirección, que es el más acorde con la inmersión de los ejes en la zona. Parte de los eventos seleccionados en el Mar de Alborán corresponde a las series sísmicas de 1997 (FM-1) y 2003 (FM-6) (cf. Capítulo 3).  $S_{Hmax}$  tiene orientación N-S en el Mar de Alborán (e.g., 176° en FM-1 y FM-11, 011° en FM-6 y FM-13, 345° en FM-14)

Tabla 4-5. Esfuerzo máximo horizontal estimado según un único mecanismo focal.

Estación	Longitud	Latitud	Eje-P ( $\sigma_1$ )	Eje-B ( $\sigma_2$ )	Eje-T ( $\sigma_3$ )	$S_{Hmax}$	Régimen	Calidad	$M_w$	Prof. (km)	Fuente	Num Ref.
FM-13	-3,55	35,67	03/009	67/106	12/077	011	SS	B	4,8	4	IAG	56
FM-14	-3,55	35,95	40/357	46/145	16/253	345	SS	C	3,8	14	IAG	57
FM-15	-2,74	36,21	51/303	38/106	08/202	294	NS	C	3,9	6	IAG	58
FM-16	-3,92	35,18	19/334	71/131	04/242	334	SS	B	4,5	14	IAG	59
FM-17	-3,86	35,05	21/330	69/159	03/061	153	SS	B	5,2	10	IAG	60
FM-18	-4,15	35,00	34/334	53/182	14/073	165	SS	B	4,5	10	IAG	61
FM-19	-4,05	34,92	70/331	20/154	01/063	156	NF	B	4,9	6	IAG	62
FM-20	-4,00	35,14	25/329	65/148	01/239	351	SS	B	6,3	14	IAG	63
FM-21	-2,55	37,09	78/262	01/167	12/077	169	NF	B	4,7	10	IAG	64
FM-22	-1,79	37,01	11/335	55/081	33/237	337	SS	C	3,9	8	IAG	65
FM-23	-2,65	37,53	81/015	08/168	04/259	170	NF	C	4,1	8	IAG	66
FM-24	-5,56	36,90	06/305	05/035	83/165	307	TF	C	3,5	6	IAG	67
FM-25	-4,70	37,74	06/283	84/104	00/013	285	SS	C	4,2	12	IAG	68
FM-26	-1,57	36,68	15/327	18/062	66/201	328	TF	C	3,8	3	IGN	69
FM-27	-1,84	37,90	43/325	46/158	07/061	153	NS	B	5,0	8	IAG	70
FM-28	-1,78	37,88	23/359	62/142	15/263	001	SS	B	4,8	10	IAG	71
FM-29	-0,03	35,40	00/324	04/234	86/058	326	TF	B	5,7	4	(2)	72
FM-30	-2,53	35,27	23/131	67/303	03/040	135	SS	B	4,8	30	(2)	73
FM-31	-1,49	38,11	33/360	57/185	02/092	184	SS	B	4,8	6	IAG	74
FM-32	-1,69	38,18	30/187	55/041	16/287	019	SS	C	3,8	6	IAG	75
FM-33	-1,77	37,66	16/135	10/228	71/349	138	TF	C	3,7	4	IAG	76
FM-34	-0,43	35,89	11/329	26/064	61/217	335	TF	B	5,1	5	(3)	77
FM-35	-0,10	35,50	33/162	54/316	13/064	158	SS	C	4,2	16	(4)	78
FM-36	-5,27	37,16	17/026	29/285	5/142	028	TF	C	4,1	4	IAG	79
FM-37	-1,28	35,32	26/307	10/213	62/103	309	TF	B	5,7	8	(5)	80
FM-38	-5,17	35,57	80/179	01/083	10/353	085	NF	C	4,3	10	IAG	81

Calidad B para eventos de  $M_w \geq 4,5$  y calidad C para eventos de  $M_w \geq 2,5$ . Fuentes: (2) Bezzeghoud y Buform (1999); (3) Mckenzie (1972); (4) Coca y Buform (1994); (5) Yelles *et al.* (2004). IAG: Instituto Andaluz de Geofísica, IGN: Instituto Geográfico Nacional. Los números de la última columna corresponden con el número de referencia asignado a cada uno de los mecanismos focales utilizados en este trabajo y aparecen en el Apéndice B.

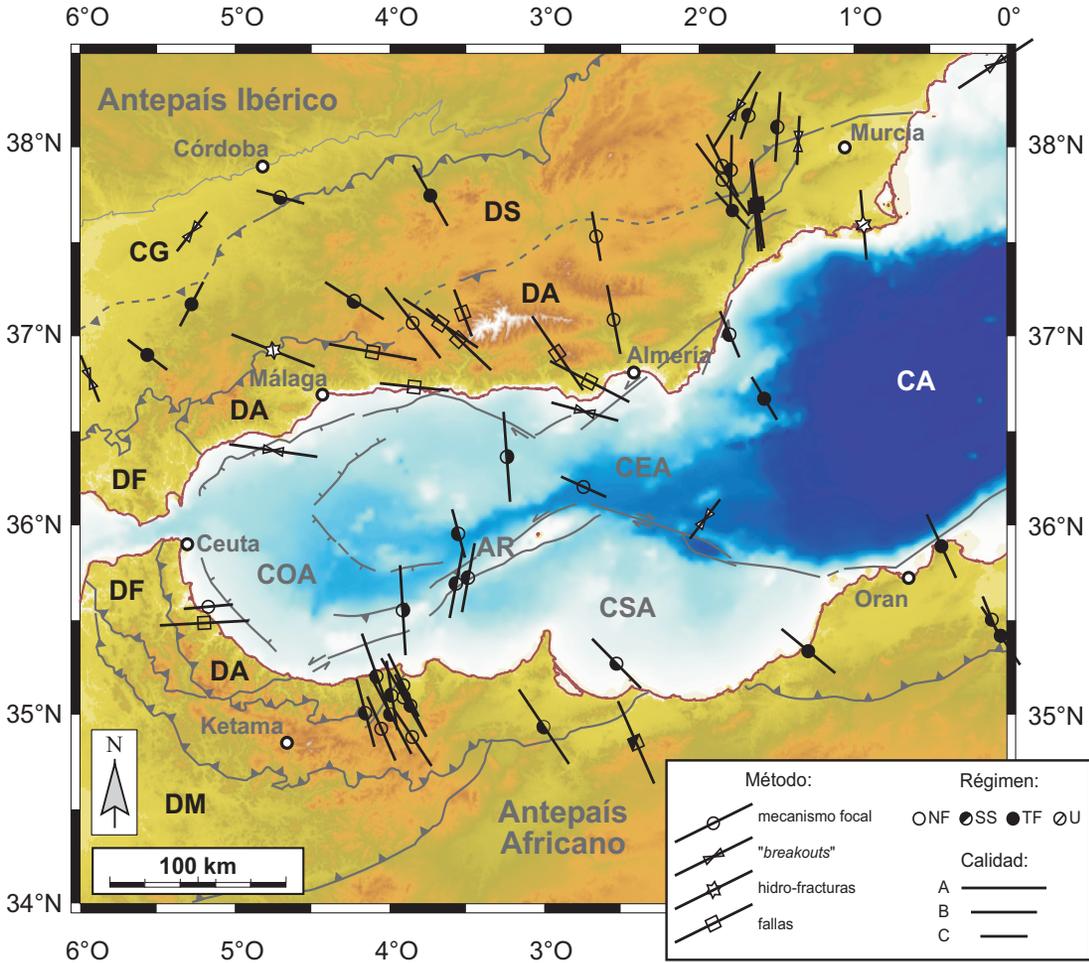
En Béticas, los mecanismos focales ponen de manifiesto un relevo entre regímenes tectónicos de falla inversa a falla normal (Figura 4-8). En Béticas orientales predominan las soluciones de falla de salto en dirección (FM-31, 32), a veces con componente normal (FM-28,29) o inversas (FM33). Parte de estos eventos pertenecen a las series Mula (1999) (e.g., Mancilla *et al.*, 2002) y Bullas (2002, 2005) (e.g., Buform *et al.*, 2005) (Figura 4-9). El azimut de  $S_{Hmax}$  varía desde  $318^\circ$  en FM-33 hasta  $019^\circ$  en FM-32, con una orientación promedio  $\sim$ N-S (Tablas 4-4 y 4-5). En Béticas centrales, donde se encuentran las mayores elevaciones topográficas, los ejes P rotan hasta una posición aproximadamente vertical dando lugar a una amplia región en la que predominan las soluciones de falla normal (FM-7, 21, 23). El azimut de  $S_{Hmax}$  es  $322^\circ$  en FM-7 y  $\sim 170^\circ$  en FM-21 y FM-23 (Tabla 4-5). Hacia el Oeste de Béticas, en la Cuenca del Guadalquivir y su límite con el Dominio Sudibérico, el régimen tectónico está caracterizado por mecanismos de falla inversa (FM-9, 24, 36) y de salto en dirección con componente inversa (FM-25).  $S_{Hmax}$  presenta aquí direcciones muy diversas que oscilan entre  $307^\circ$  (FM-24) y  $028^\circ$  (FM-36) (Tabla 4-5).

### 4.3 CAMPO ACTUAL DE ESFUERZOS

Basándose en los indicadores de esfuerzos presentados en el apartado previo, se ha elaborado el mapa de esfuerzos actual para el Arco de Gibraltar que se muestra en la Figura 4-10, donde se pone de manifiesto la complejidad de la trayectoria del esfuerzo máximo horizontal ( $S_{Hmax}$ ) en la región. El estado de esfuerzos imperante, la orientación y las magnitudes relativas entre los ejes principales de esfuerzos ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ) están implícitos en la Figura 4-11 donde se sintetizan, por regiones y régimen de esfuerzos (Figura 4-11a, Tabla 4-6), los datos presentados en la Figura 4-10.

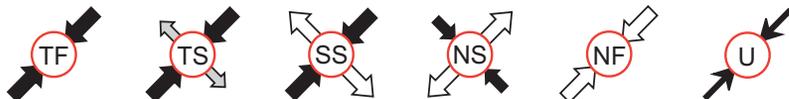
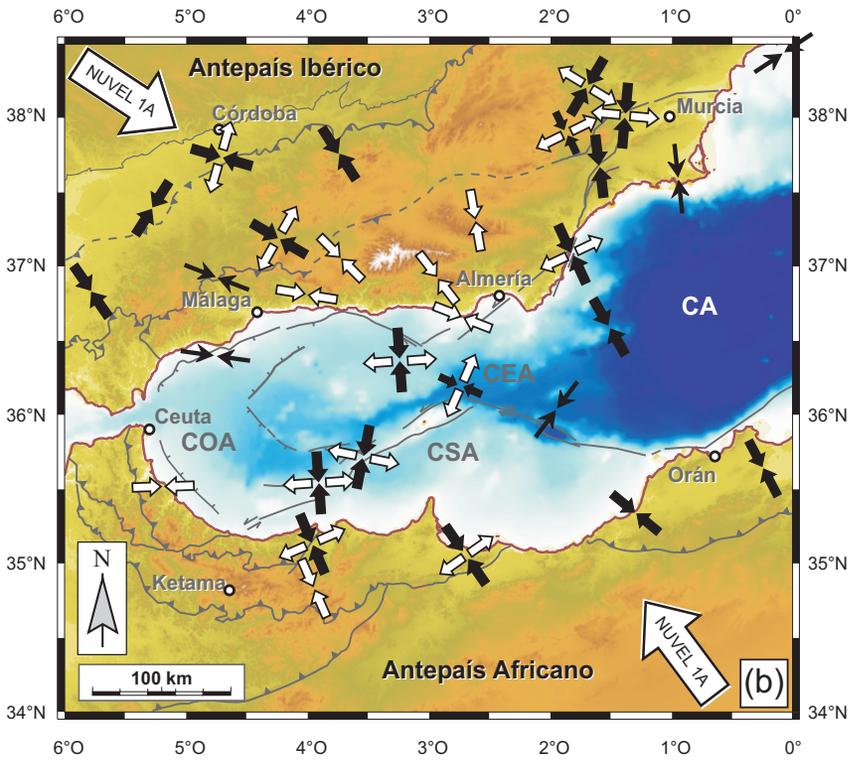
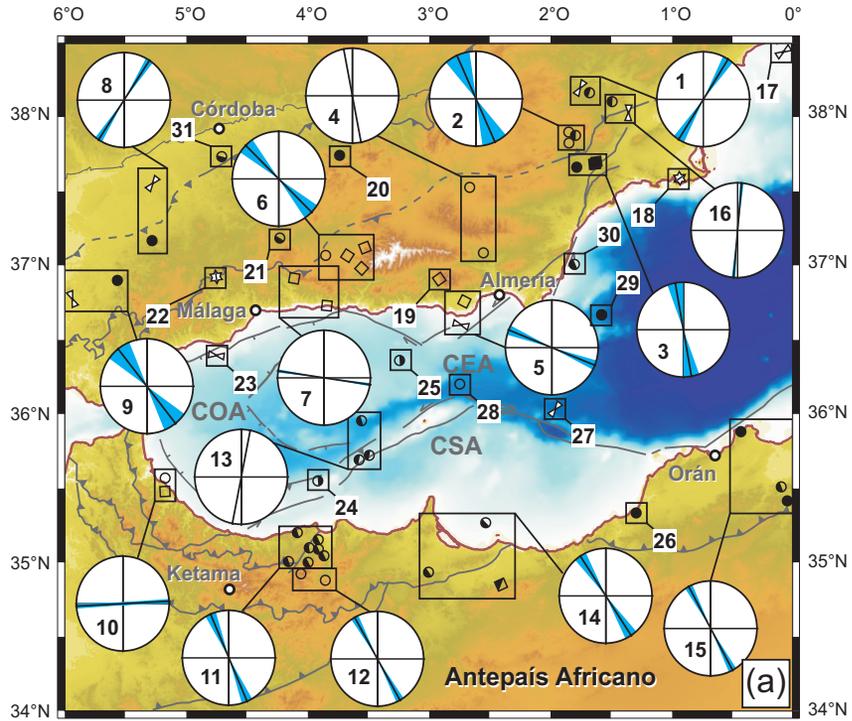
En términos generales, la dirección de  $S_{Hmax}$  a lo largo del Norte de África es consistente con la convergencia NO-SE entre África y Eurasia en el Mediterráneo occidental (flechas grandes en la Figura 4-11b). Mientras que  $S_{Hmax}$  tiene una dirección NNO-SSE en el margen Sur del Alborán, en el margen Norte el campo de esfuerzos se dispone sub-paralelo a la línea de costas (ONO-ESE) (Figura 4-10). El régimen de esfuerzos en el margen Sur de Alborán ( $\sim 4^\circ$ O y  $2^\circ 30'$ O) es de salto en dirección (regiones de Alhoceima y S de Melilla); a medida que nos desplazamos hacia el Este (ya en el Tell) predomina la componente inversa (Figura 4-11b). En la zona central del Mar de Alborán (a lo largo de la Cresta de Alborán y hacia el Norte),  $S_{Hmax}$  se dispone con una orientación N-S y los datos de mecanismos focales sugieren un régimen de salto en dirección puro.

En Béticas el patrón de esfuerzos se hace más complejo, pudiéndose diferenciar de manera clara hasta tres provincias de esfuerzos (Figura 4-11b): (1) el margen Norte de Alborán, (2) Béticas centrales y (3) Béticas orientales. A lo largo del margen Norte de Alborán, tanto los indicadores de esfuerzos en tierra como los situados en la plataforma continental, son consistentes e indican una orientación de  $S_{Hmax}$  aproximadamente E-O, subparalela a la línea de costas. El régimen de esfuerzos predominante es de falla normal. En Béticas centrales  $S_{Hmax}$  se dispone



**Figura 4-10.** Mapa de esfuerzos actuales en el Arco de Gibraltar a partir de datos de mecanismos focales, “breakouts”, ensayos de fractura hidráulica y datos de fallas. Se indica la orientación del esfuerzo horizontal máximo compresivo ( $S_{Hmax}$ ), el régimen de los esfuerzos (categorías TF: falla inversa, NF: falla normal y SS: salto en dirección) y la calidad de cada indicador (A, B, C). AR: Cresta de Alborán; CA: Cuenca Argelina; CEA: Cuenca Este de Alborán; CG: Cuenca del Guadalquivir; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán; DA: Dominio de Alborán; DF: Dominio de los Flysch; DM: Dominio Magrebí; DS: Dominio Sudibérico.

**Figura 4-11.** Mapa sintético de los esfuerzos en el Arco de Gibraltar que resulta de agrupar los diferentes indicadores de esfuerzos geográficamente próximos, atendiendo a criterios geológicos y el régimen de esfuerzos. (a) Los indicadores que han sido agrupados aparecen incluidos en un área rectangular junto con la orientación media y la desviación típica de la medida (Tabla 4-6). (b) El régimen de esfuerzos local está indicado mediante flechas pequeñas que corresponden a: falla normal (NF), falla normal con componente de salto en dirección (NS), falla de salto en dirección (SS), falla inversa con componente de salto en dirección (TS), falla inversa (TF) y régimen de esfuerzos desconocido (U). Las flechas blancas grandes situadas en las esquinas corresponden con el vector de convergencia África-Eurasia de acuerdo con el modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.* 1994).



**Tabla 4-6.** Agrupamiento de indicadores empleado para construir el mapa sintético de estado de esfuerzos en el Arco de Gibraltar (Figura 4-11).

Indicador	$S_{Hmax}$	$\pm \sigma$	Régimen	Datos
1	032	7	NF	W-12; FM-32
2	156	16	NS	FM-10; FM-27; FM-28
3	170	10	TF	FM-33; F-10; F11; F-12
4	169	-	NF	FM-21; FM-23
5	112	6	NF	F-7; W-3
6	135	11	NF	F-1; F-2; F-3; FM-7
7	098	2	NF	F-4; F-6
8	033	5	TF	FM-36; W-7
9	142	16	TF	FM-24; W-5
10	087	1	NF	F-8; FM-38
11	157	7	SS	FM-3; FM-2; FM-5; FM-16 FM-17; FM-18; FM-20
12	151	5	NF	FM-4; FM-19
13	011	-	SS	FM-13; FM-6
14	147	8	SS	FM-30; FM-11; F-9
15	152	5	TF	FM-34; FM-35; FM-29
16	005	1	SS	W-9; FM-31
17	057	4	U	W-2
18	175	5	U	HF-2
19	145	9	NF	F-5
20	327	-	TF	FM-9
21	302	-	SS	FM-8
22	112	4	U	HF-1
23	098	4	U	W-4
24	176	-	SS	FM-12
25	176	-	SS	FM-1
26	309	-	TF	FM-37
27	038	4	U	W-11
28	294	-	NS	FM-15
29	328	-	TF	FM-26
30	337	-	SS	FM-22
31	285	-	SS	FM-25

Se indican el esfuerzo horizontal máximo promedio y la desviación típica de cada agrupamiento, el régimen de esfuerzos y la clave de cada uno de los indicadores agrupados.

con una orientación promedio NO-SE a NNO-SSE y el régimen de esfuerzos imperante es también de falla normal (Figura 4-11b). En Béticas orientales los indicadores de esfuerzos se disponen, en líneas generales, con una orientación N-S (Figura 4-10). El régimen de esfuerzos aquí es fundamentalmente de salto en dirección puro con algunos indicadores de falla inversa o salto en dirección con componente normal.

La Cuenca del Guadalquivir y el frente noroccidental del Dominio Sudibérico están caracterizados por un patrón de esfuerzos complejo, con indicadores de baja calidad, pudiendo tener orientaciones que difieren entre sí hasta 60°. El régimen de esfuerzos para algunos de los indicadores es desconocido (U), ya que proceden del análisis de “*breakouts*”; otros sin embargo, apuntan hacia regímenes de salto en dirección o falla inversa. No se han podido recopilar datos de la Cuenca Este de Alborán y su transición a la Cuenca Argelina, ni tampoco de la región del Estrecho de Gibraltar. Estas regiones podrán ser objeto de un trabajo futuro.

Este patrón de esfuerzos en el arco completa el descrito en trabajos previos y cuyos datos proceden o bien de mecanismos focales o de fallas recientes (e.g., Udías y Buforn, 1991; Rebai *et al.*, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Henares *et al.*, 2003; Ruano *et al.*, 2004; Reicherter y Peters, 2005). En términos generales, el campo de esfuerzos es consistente con la convergencia NO-SE de las placas Africana y Euroasiática; sin embargo en áreas concretas se observan desviaciones de los esfuerzos respecto a este patrón (Figura 4-11b). En el apartado de discusión de la tesis se valorarán estas desviaciones y su significado en el orógeno (ap. 7.3).

#### 4.4 RESULTADOS

Se ha reconstruido el patrón general del esfuerzo horizontal máximo compresivo ( $S_{Hmax}$ ) en el Arco de Gibraltar integrando datos de “*breakouts*”, fallas activas durante el Cuaternario, ensayos de fractura hidráulica y mecanismos focales. La clasificación de cada uno de los indicadores de esfuerzos se ha realizado atendiendo a los criterios establecidos en el WSM (“*World Stress Map*”). El campo de esfuerzos actuales resultante es complejo, con desviaciones locales de los esfuerzos respecto al patrón regional NO-SE impuesto por la convergencia África-Eurasia.

En el margen argelino la mayor parte de los indicadores de esfuerzos son consistentes con el vector de convergencia estimado según el modelo geodético NUVEL-1A para el límite de placas Eurasia-Africa. El régimen de esfuerzos predominante es de falla inversa. Hacia el Oeste, en la región de Alhoceima,  $S_{Hmax}$  se orienta con una dirección NNO-SSE y el régimen de esfuerzos es de salto en dirección, en casos con una componente normal. En el Mar de Alborán la mayor parte de los indicadores se concentran en la Cresta de Alborán,  $S_{Hmax}$  se orienta con dirección N-S y el régimen de esfuerzos es de salto en dirección. En Béticas, el patrón de esfuerzos es más complejo, coexistiendo distintos regímenes de esfuerzos. En el entorno del margen Norte del Mar de Alborán,  $S_{Hmax}$  se dispone sub-paralelo a la línea de costas. Hacia el interior, en Béticas centrales,  $S_{Hmax}$  se reorienta progresivamente hacia un rumbo NO-SE. En Béticas centrales el régimen de esfuerzos de falla normal es ubicuo. En Béticas orientales  $S_{Hmax}$  tiene un azimut promedio N-S. Aunque el régimen de esfuerzos dominante es de salto en dirección; en regiones concretas el régimen de esfuerzos puede ser de falla inversa o tener localmente una componente normal. En la Cuenca del Guadalquivir y su límite con el frente del Dominio Sudibérico los datos son escasos, de poca calidad y los regímenes de esfuerzos de falla inversa y salto en dirección coexisten en la misma región, siendo difícil definir un patrón de esfuerzos concreto.



# 5

---

## MODELO TÉRMICO

La variación de la temperatura con la profundidad en la litosfera continental condiciona una amplia gama de propiedades físicas, por lo que resulta un factor esencial en gran número de procesos geodinámicos, erigiéndose como factor crítico en los modelos reológicos. La densidad de las rocas, las propiedades magnéticas y eléctricas, y un gran número de atributos sísmicos son dependientes de la temperatura. De esta manera, las relaciones entre fases minerales, la cinética de las reacciones químicas y muchos de los parámetros involucrados en los procesos de deformación están relacionados con la temperatura (e.g., velocidad de deformación, propiedades elásticas). De aquí que conocer en detalle la estructura térmica de la litosfera sea de enorme importancia.

En los primeros kilómetros de corteza, la distribución de temperaturas puede ser medida directamente en pozos. También puede ser extrapolada a partir de medidas de flujo térmico superficial, si se conocen las variaciones de las propiedades térmicas con la profundidad. Sin embargo, a profundidades superiores a 10 km las condiciones térmicas tienen mayor incertidumbre, y dependen fundamentalmente del modelo de transferencia de calor y la precisión de los valores de conductividad térmica y producción radiogénica de calor empleados. La incertidumbre en el cálculo de la estructura térmica de la litosfera se acrecienta por tanto con la profundidad. Sin embargo, la elevación puede ser utilizada para constreñir la estructura térmica de la litosfera y validar los parámetros físicos (térmicos y de densidad) empleados.

## 5.1 FUNDAMENTOS

### 5.1.1 La conducción de calor

Aunque tanto la convección como la conducción son mecanismos efectivos de transferencia de calor, los procesos conductivos son predominantes en la litosfera (Chapman y Furlong, 1992; Turcotte y Schubert, 2002). La teoría de la conducción de calor permite valorar la estructura térmica a partir de datos de flujo de calor superficial y las fuentes de producción radiogénica de calor. Esta teoría se puede aplicar también para determinar como varía con el tiempo la estructura térmica.

El modelo de conducción más simple es aquel en el que el calor se transfiere en una sola dirección y sin variaciones en el tiempo. Este es un modelo unidimensional denominado estacionario. En este caso, la ecuación básica de la transferencia de calor es la expresión matemática del principio de conservación de la energía y se puede derivar como sigue. Para un paralelepípedo de espesor infinitesimal  $\delta y$ , como el que se muestra en la Figura 5-1, el flujo de calor que penetra el cuerpo es  $q(y)$ ; mientras que  $q(y+\delta y)$  es el saliente por la otra cara del sólido. El flujo de calor neto en el paralelepípedo, por unidad de tiempo y por unidad de área es  $q(y+\delta y) - q(y)$ . Dado que  $\delta y$  es una distancia infinitesimal, el término  $q(y+\delta y)$  se puede desarrollar según una serie de Taylor del tipo:

$$q(y + \delta y) = q(y) + \delta y \frac{d}{dy} + \dots \quad [5-1]$$

Tras aplicar la Ley de Fourier para  $q$  y asumiendo una conductividad térmica constante, esta expresión resulta en:

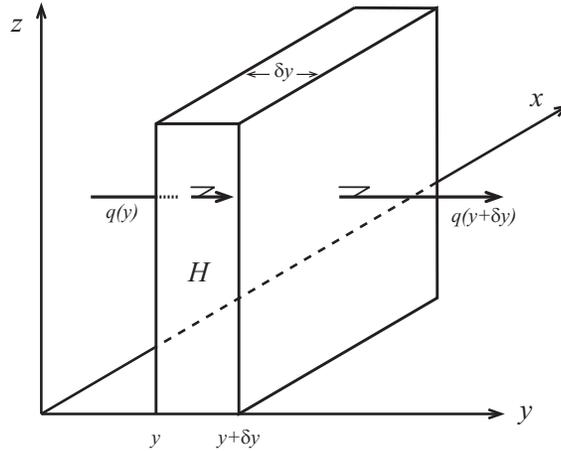
$$q(y + \delta y) - q(y) = \delta y \frac{dq}{dy} = \delta y \frac{d}{dy} \left[ -k \left( \frac{dT}{dy} \right) \right] = \delta y \left[ -k \left( \frac{d^2 T}{dy^2} \right) \right] \quad [5-2]$$

donde el término de la derecha de la ecuación [5-2] es el flujo de calor neto, por unidad de tiempo y unidad de área; el que resulta después de atravesar el paralelepípedo de espesor  $\delta y$ . Siempre que exista un gradiente térmico según el eje  $y$ , este término nunca será nulo.

Si el flujo de calor por unidad de área fuera del paralelepípedo (ecuación [5-2]) es distinto de cero, dicho flujo de calor debe ser aportado por una fuente interna del paralelepípedo. Si llamamos  $H$  a la producción de calor por unidad de masa, la cantidad de calor generada por el sólido por unidad de tiempo y unidad de área será:

$$\rho H \delta y \quad [5-3]$$

donde  $\rho$  es la densidad del paralelepípedo.



**Figura 5-1.** Flujo de calor a través de un paralelepípedo de espesor  $\delta y$  con una producción de calor interno  $H$ . El flujo de calor entrante es  $q(y)$  y el saliente  $q(y+\delta y)$ .

Combinando las ecuaciones [5-2] y [5-3] y simplificando se obtiene:

$$0 = k \frac{d^2 T}{dy^2} + \rho H \quad [5-4]$$

Integrando esta expresión se puede determinar la temperatura en función de la distancia según la profundidad (i.e. el eje  $y$ ), una vez que las condiciones de contorno en la región de interés se hayan establecido.

Si el medio es un semi-espacio con una superficie localizada en  $y = 0$  (Figura 5-2), las condiciones de contorno de [5-4] se pueden especificar mediante la temperatura ( $T_0$ ) y el flujo térmico ( $-q_0$ ) superficiales. El signo negativo del flujo de calor es debido a que según la dirección positiva de  $y$  (esto es hacia abajo)  $q$  decrece. Integrando la ecuación [5-4] según  $y$  se obtiene:

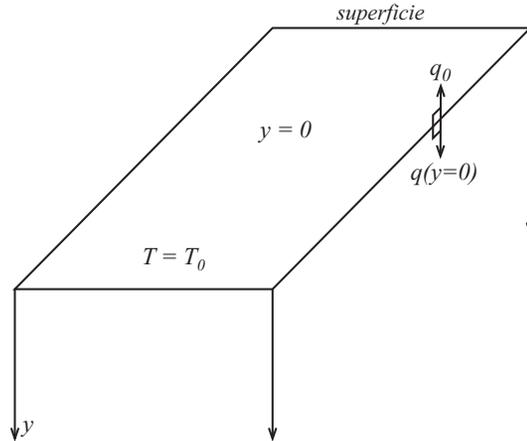
$$\rho H y = -k \frac{dT}{dy} + c_1 = q + c_1 \quad [5-5]$$

donde  $c_1$  es una constante de integración. Dado que  $q = -q_0$  en  $y = 0$ , se obtienen las condiciones de contorno en superficie:

$$c_1 = q_0 \quad [5-6]$$

y sustituyendo en [5-5]:

$$\rho H y = -k \frac{dT}{dy} + q_0 \quad [5-7]$$



**Figura 5-2.** Geometría y condiciones de contorno para integrar la ecuación [5-4].

Integrando de nuevo esta expresión resulta:

$$\rho H \frac{y^2}{2} = -kT + q_0 y + c_2 \quad [5-8]$$

donde  $c_2$  es una nueva constante de integración. Puesto que  $T = T_0$  en  $y = 0$ , se obtiene que:

$$c_2 = kT_0 \quad [5-9]$$

y sustituyendo en [5-8] y reordenando resulta:

$$T = T_0 + \frac{q_0}{k} y - \frac{\rho H}{2k} y^2 \quad [5-10]$$

Esta expresión permite finalmente estimar la distribución de temperaturas en un medio semi-confinado, con producción de calor interna, a partir de la temperatura ( $T_0$ ) y el flujo de calor ( $q_0$ ) superficiales.

### 5.1.2 La geoterma continental

Los modelos de conducción no describen completamente el modo de transmisión de calor en el manto terrestre y resultan por tanto poco apropiados para caracterizar la geoterma a esas profundidades. Sin embargo, sí es el modelo más apropiado para caracterizar la estructura térmica de la corteza y del manto litosférico, dado que los procesos de producción radiogénica de calor y la conducción, en ausencia de deformación tectónica, son aquí dominantes (Pollack y Chapman, 1977; Vitorello y Pollack, 1980; Chapman y Furlong, 1992; Rudnick y Fountain, 1995). Para estimar la contribución  $q_c$  al flujo de calor superficial de una corteza de espesor  $h_c$  y cuya producción radiogénica de calor por unidad de masa es  $H_c$ , se puede aplicar la ecuación [5-5] según se explica en la Figura 5-3.

En este caso, con  $\rho = \rho_c$  y  $H = H_c$ , resulta:

$$\rho_c H_c y = -k \frac{dT}{dy} + c_1 = q + c_1 \quad [5-11]$$

Para calcular  $c_1$  hay que tener en cuenta que  $q = -q_c$  en  $y = 0$ , por lo que

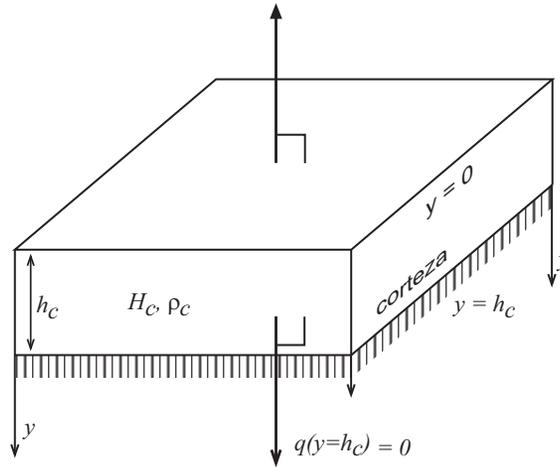
$$c_1 = q_c \quad [5-12]$$

El flujo de calor para este elemento de corteza satisface la relación:

$$q + q_c = \rho_c H_c y \quad [5-13]$$

Si no se produce una entrada adicional de calor en la corteza desde su base, resultaría allí que  $q = 0$  por lo que [5-13] se simplifica a:

$$q_c = \rho_c H_c h_c \quad [5-14]$$



**Figura 5-3.** Flujo de calor a través del techo de un paralelepípedo (equivalente a una corteza de espesor  $h_c$ ) con una fuente de calor interna. Se considera que no existe flujo de calor a través de la base de la corteza.

Las rocas presentan mayores concentraciones de elementos radiactivos en la corteza continental que en los dominios oceánicos (asociadas a la desintegración natural de los elementos radiactivos U, Th y K). Aunque los valores de producción radiogénica de calor son muy variables, un valor típico de  $\rho_c H_c$  (también expresado como  $A_o$ ) para un granito es  $2,6 \times 10^{-6} \text{ W m}^{-3}$ . Para una corteza de 35 km de espesor ( $h_c$ ) el flujo de calor deducido de la ecuación [5-14] es  $q_c = 91 \text{ mW m}^{-2}$ . Dado que este valor es notablemente mayor que el valor medio de flujo de calor superficial en áreas continentales ( $65 \text{ mW m}^{-2}$  según Pollack *et al.*, 1993; Hofmeister y Criss, 2005), se puede deducir que dentro de la corteza continental la concentración de elementos radiactivos debe decrecer en profundidad.

En función de la diversidad estructural y composicional de la litosfera continental, se suele asumir un decrecimiento exponencial de la producción radiogénica de calor (Lachenbruch, 1968), que atiende a la expresión:

$$H = H_0 e^{-y/h_r} \quad [5-15]$$

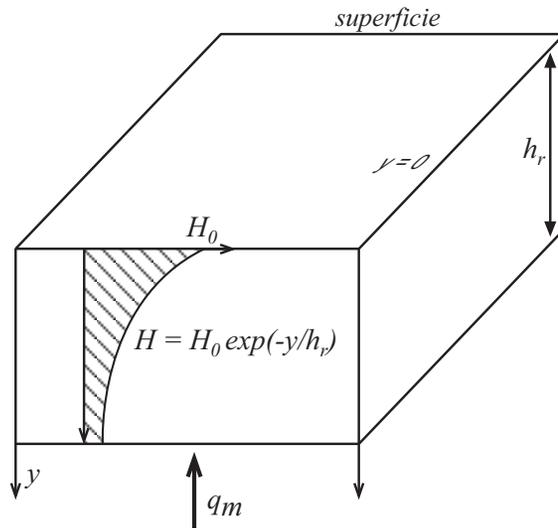
$H_0$  es la producción radiogénica de calor en superficie ( $y = 0$ ) por unidad de masa y  $h_r$  es el espesor de la capa en la que se considera una producción de calor de tipo exponencial (suele variar entre 10-15 km de acuerdo con Jaupart, 1986; Chapman y Furlong, 1992, entre otros). Sustituyendo [5-15] en [5-4] se obtiene la ecuación diferencial que rige la distribución de temperaturas en la corteza continental:

$$0 = k \frac{d^2 T}{dy^2} + \rho H_0 e^{-y/h_r} \quad [5-16]$$

Este es el modelo de producción de calor en la corteza continental que se esquematiza en la Figura 5-4. Integrando la ecuación [5-16] y según [5-5] resulta:

$$c_1 = k \frac{dT}{dy} + \rho H_0 h_r e^{-y/h_r} = -q - \rho H_0 h_r e^{-y/h_r} \quad [5-17]$$

El flujo de calor a una profundidad elevada en la litosfera es  $q_m$ ; de modo que  $q \rightarrow -q_m$  cuando  $y \rightarrow \infty$ .



**Figura 5-4.** Modelo de corteza continental con una distribución de la producción radiogénica de calor de tipo exponencial y un flujo térmico basal, hasta la base de la litosfera, igual a  $q_m$ .

El valor de la constante de integración  $c_1$  se puede estimar a partir de las condiciones de contorno para el flujo de calor a grandes profundidades; esto es, desde el manto hasta la base de la litosfera:

$$c_1 = q_m \quad [5-18]$$

Luego el flujo de calor a cualquier profundidad según [5-17], vendrá dado por:

$$q = -q_m - \rho H_0 h_r e^{-y/h_r} \quad [5-19]$$

Cumpléndose que el flujo de calor superficial  $q_0 = -q$  es tal que:

$$q_0 = q_m + h_r \rho H_0 \quad [5-20]$$

De este modo el flujo de calor superficial y la producción radiogénica de calor en la superficie quedan relacionados según una función lineal.

En la corteza se suelen considerar también otros modelos de distribución de la producción radiogénica de calor, como aquellos que sugieren que se produce en la zona más somera de la corteza o en toda la corteza según un valor constante. No obstante, el modelo de producción radiogénica de calor según una ley exponencial decreciente con la profundidad resulta ser consistente con los procesos de diferenciación magmática e hidrotermal y suele ser la que se utiliza comúnmente (e.g., Balling, 1976; Birch *et al.*, 1968; Condie, 1982; Sclater *et al.*, 1980; Vitorello y Pollack, 1980; Chapman y Furlong, 1992; Waples, 2002). La producción radiogénica de calor en la corteza inferior es más difícilmente evaluable, aunque suelen emplearse los valores medidos en las rocas asociadas a este tipo de corteza.

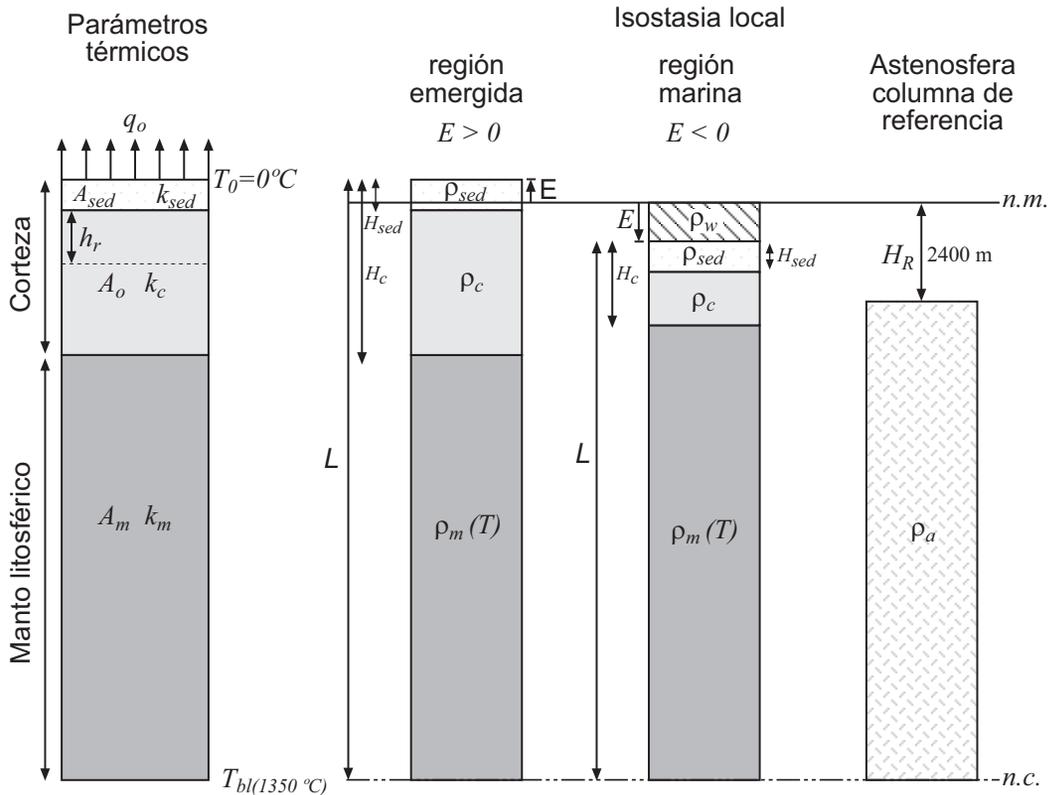
### 5.1.3 Efectos de la temperatura en la elevación

Para validar el cálculo de la geoterma continental es común aplicar el método descrito por Lachenbruch y Morgan (1990). Este método utiliza la elevación para comparar la fuerza de flotabilidad de cada columna litosférica con la de una columna de referencia en una dorsal oceánica, donde la elevación promedio y la estructura litosférica son bien conocidas, asumiendo una compensación isostática local de tipo Airy (Figura 5-5). Este concepto de isostasia asume que la litosfera está constituida por bloques de igual densidad que flotan de manera libre sobre la astenosfera y que bajo un determinado nivel (nivel de compensación) la presión no varía lateralmente. Por tanto, la elevación ( $E$ ) es una medida de la flotabilidad de cada columna litosférica (Lachenbruch y Morgan, 1990) y viene dada por:

$$E = \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} L - H_R \quad \text{si } E \geq 0 \quad [5-21]$$

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \left( \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} L - H_R \right) \quad \text{si } E < 0 \quad [5-22]$$

donde  $L$  es el espesor litosférico total,  $\rho_a$  la densidad de la astenosfera,  $\rho_L$  la densidad promedio de la litosfera,  $\rho_w$  es la densidad del agua del mar y  $H_R$  es la profundidad bajo el nivel del mar de una columna astenosférica libre de carga. Los valores de  $\rho_a$  ( $3200 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\rho_w$  ( $1050 \text{ kg m}^{-3}$ ) y  $H_R$  ( $-2400 \text{ m}$ ) están bien establecidos y suelen utilizarse los que propusieron originalmente Lachenbruch y Morgan (1990). La elevación depende por tanto de dos parámetros:  $\rho_L$  y  $L$ ; por lo que las ecuaciones [5-21] y [5-22] sólo pueden resolverse cuando se han establecido la densidad promedio y el espesor de la litosfera.



**Figura 5-5.** Relaciones entre elevación y estructura litosférica asumiendo isostasia local de acuerdo con el modelo propuesto por Lachenbruch y Morgan (1990). La geoterma que se utiliza para determinar la base de la litosfera térmica es  $T_{bl}$  ( $1350^\circ\text{C}$ ) y la distribución de densidades en el manto litosférico es  $\rho_m$ . *n.m.*: nivel del mar. *n.c.*: nivel de compensación isostática.

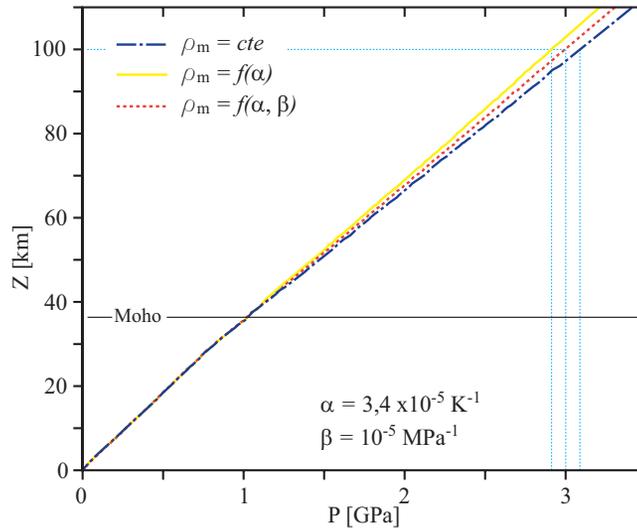
La elevación se erige por tanto en un factor adicional y de control, esencial para validar el espesor y la estructura litosférica. Por ello, se debe discutir primeramente el modelo de densidades en la litosfera. En la corteza se puede asumir un valor de densidad constante; mientras que para el manto litosférico la densidad ( $\rho_m$ , en  $\text{kg m}^{-3}$ ) varía en profundidad según una función dependiente de la temperatura, la presión y la densidad de la astenosfera:

$$\rho_m(z) = \rho_a (1 + \alpha(T_a - T(z))) (1 + \beta(P_a - P(z))) \quad [5-23]$$

donde  $\alpha$  es el coeficiente de expansión térmica ( $K^{-1}$ );  $\beta$  es el coeficiente de compresibilidad volumétrica ( $MPa^{-1}$ );  $T_a$  es la temperatura en el límite litosfera-astenosfera (usualmente se utiliza  $1350^{\circ}C$ );  $T(z)$  es la temperatura en el manto litosférico;  $P_a$  es la presión en la base de la litosfera y  $P(z)$  es la presión en el manto litosférico. Dado que el parámetro  $\beta$  suele introducir inestabilidades en el cálculo, es común que la expresión [5-23] se simplifique (e.g., Parsons y Sclater, 1977; Lachenbruch y Morgan, 1990) como:

$$\rho_m(z) = \rho_a (1 + \alpha(T_a - T(z))) \quad [5-24]$$

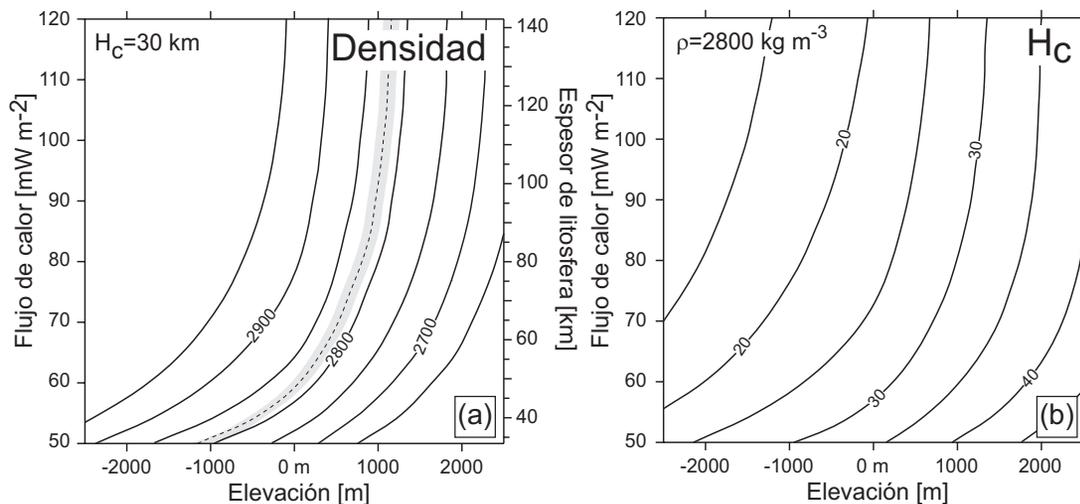
La Figura 5-6 ilustra las diferencias en la relación profundidad-presión entre diferentes aproximaciones comúnmente utilizadas para estimar la densidad del manto.



**Figura 5-6.** Incidencia de los parámetros de compresibilidad volumétrica ( $\alpha$ ) y expansión térmica ( $\beta$ ) en la estimación de la densidad del manto. A 100 km de profundidad la presión litostática equivalente representa una diferencia máxima de  $\sim 0,1$  GPa entre los modelos que utilizan una densidad constante en el manto, frente a los que emplean el coeficiente  $\alpha$ . Se asume una corteza de 38 km y densidad constante  $2820 \text{ kg m}^{-3}$ .

Para comprender mejor la relación entre el estado térmico de la litosfera y la elevación teórica resultante para distintos modelos de densidad y espesores corticales (asumiendo isostasia local), se ha elaborado la Figura 5-7, que muestra gráficamente la relación entre las principales variables involucradas en el modelo de Lachenbruch y Morgan (1990). La Figura 5-7a muestra como para una corteza de espesor, densidad y producción de calor constante, un incremento del flujo de calor superficial conlleva un incremento no lineal del espesor litosférico y la elevación. Esto es, a medida que aumenta el flujo de calor, la litosfera se adelgaza y la elevación ha de aumentar para conservar el equilibrio isostático. Para un flujo de calor y espesor de corteza constantes, el incremento de la densidad cortical supone una disminución de la elevación topográfica. La Figura 5-7b ilustra las relaciones entre flujo de calor superficial y elevación para diferentes

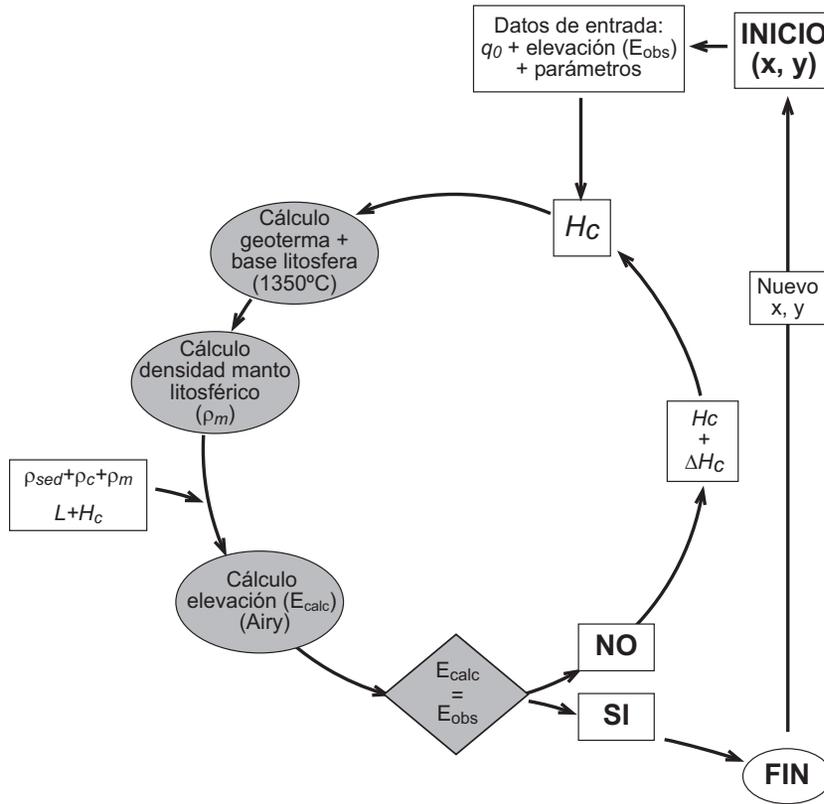
espesores corticales, asumiendo una densidad constante. De acuerdo con este diagrama, cualquier adelgazamiento litosférico (y por ende cortical) al conllevar un incremento del flujo de calor, se resuelve mediante una disminución de la elevación topográfica. Si fijamos el espesor cortical y la densidad, una reducción del flujo de calor implicaría contrariamente una pérdida de elevación topográfica, ya que se produce un engrosamiento del manto litosférico.



**Figura 5-7.** Relaciones teóricas entre (a) elevación y flujo de calor superficial, (b) densidad y espesor cortical, asumiendo isostasia local de tipo Airy y las bases teóricas establecidas por Lachenbruch y Morgan (1990). El intervalo sombreado corresponde con una densidad de  $2820 \pm 10 \text{ kg m}^{-3}$ .

## 5.2 CONSTRUCCIÓN DEL MODELO

Para determinar la estructura cortical y litosférica en la región del Arco de Gibraltar se ha utilizado una aproximación a la estructura térmica basada en un modelo unidimensional estacionario de conducción de calor, asumiendo isostasia local de tipo Airy y que la base de la litosfera queda definida por la isoterma de  $1350^\circ\text{C}$ . Bajo estas condiciones, y tal y como se ha mostrado en el epígrafe anterior (ap. 5.1.3), existe una relación no lineal entre la elevación observada, el flujo de calor superficial y los espesores corticales y litosféricos (Lachenbruch y Morgan, 1990) (e.g., Figura 5-7). Dado que estas variables se relacionan dos a dos, se han utilizado la elevación y el flujo de calor superficial como datos de entrada, desde los cuales se ha procedido a calcular la estructura cortical y litosférica de la región. Se ha procedido a desarrollar un algoritmo de cálculo iterativo que busca la combinación de variables (densidades y espesores de las distintas capas que componen la litosfera) que mejor ajusta, para unos parámetros térmicos dados, la elevación observada con la teórica que resulta de aplicar el método de Lachenbruch y Morgan (1990) (ecuaciones [5-21] y [5-22]). El procedimiento de cálculo se ilustra mediante un diagrama de flujo en la Figura 5-8.



**Figura 5-8.** Diagrama de flujo del proceso de cálculo empleado para la inversión de flujo de calor superficial ( $q_o$ ) y elevación. Explicación detallada en el texto. Parámetros de cálculo en la Tabla 5-3.

Los datos de entrada del modelo son: flujo de calor ( $q_o$ ), parámetros térmicos (conductividad,  $k$  y producción radiogénica de calor,  $A$ ), densidad de las capas litosféricas (sedimentos,  $\rho_{sed}$ ; corteza,  $\rho_c$  y manto litosférico  $\rho_m$ ), así como el espesor de los sedimentos, si los hubiere. En cada nodo o vertical del modelo y con los parámetros térmicos elegidos, se calcula una primera geoterma según un valor inicial de espesor cortical ( $H_c$ ), obteniéndose una primera valoración del espesor litosférico ( $L$ ) y su consiguiente elevación teórica ( $E_{calc}$ ). Solo en el caso de que esta elevación coincida con la observada ( $E_{obs}$ ) en esa vertical, el cálculo se interrumpe y el modelo litosférico queda validado. En caso contrario, se inicia de nuevo el bucle, variando el espesor cortical hasta finalmente alcanzar aquella configuración capaz de reproducir la elevación observada.

El modelo térmico que se presenta en este trabajo está basado en un conjunto de geotermas estacionarias 1D, equidistantes 5 km entre si. La región estudiada se ha dividido en una malla de 134 x 82 nodos (en longitud y latitud, respectivamente) que se extienden desde 0° hasta 6°O y desde 34°N hasta 38,5°N. El área total del modelo cubre aproximadamente 277.000 km<sup>2</sup> (Figura 5-9). Cada geoterma se prolonga hasta la base de la litosfera, con un dato cada 100 m.

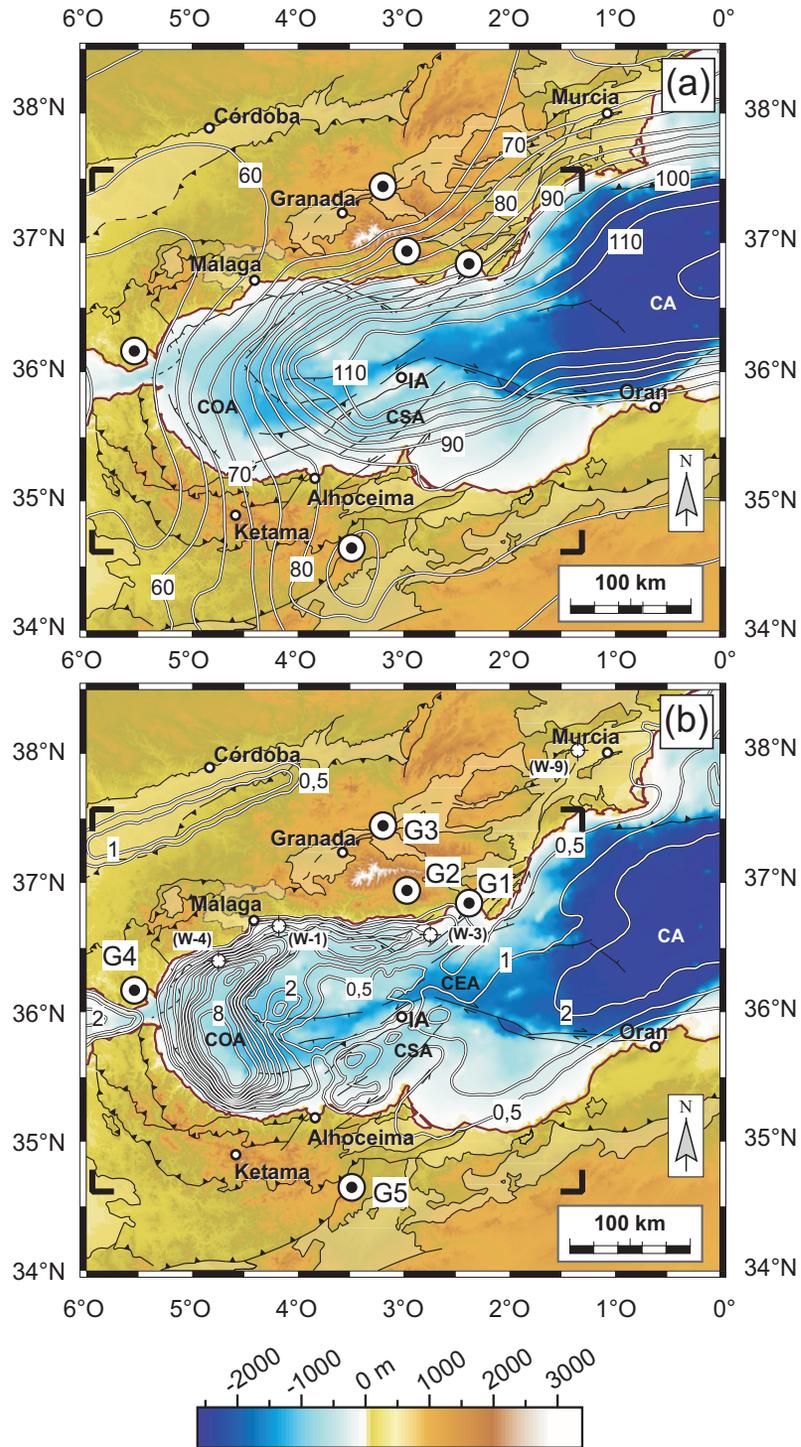
### 5.2.1 Flujo de calor y elevación

Los datos de flujo de calor superficial han sido tomados de Fernández *et al.* (1998b) para Béticas y de Rimi *et al.* (1998) para el Rif. En la cuenca del Mar de Alborán se han utilizado los perfiles con medidas regulares de la anomalía de flujo de calor publicados por Polyak *et al.* (1996). Además se ha utilizado la base de datos global de Pollack *et al.* (1993) para completar otras regiones como el extremo occidental de Argelia. En el Mar de Alborán, todos estos datos están convenientemente corregidos de los efectos estacionarios o transitorios que afectan al flujo de calor, como los derivados de la sedimentación, la proximidad a cuerpos volcánicos recientes y la geometría del basamento de la cuenca, dado que ésta impone cambios laterales en la conductividad térmica (e.g., Polyak *et al.*, 1996).

El patrón regional de flujo de calor resultante (Figura 5-9a) muestra una meseta de 110 mW m<sup>-2</sup> en la Cuenca Argelina (en consonancia con los datos de Pasquale *et al.*, 1996) y Alborán Este, que representa un máximo regional. Por el contrario, en el Estrecho de Gibraltar se localiza el valor mínimo regional de 50-55 mW m<sup>-2</sup>. En el Mar de Alborán occidental, de Este a Oeste, se establece un elevado gradiente de flujo de calor (desde 110 a 55 mW m<sup>-2</sup> en 160 km de distancia horizontal). Hacia los márgenes de la Cuenca de Alborán, y en particular a lo largo del margen Norte, la anomalía de flujo térmico presenta un alto gradiente. En Béticas el flujo de calor superficial disminuye de Este a Oeste, siguiendo un gradiente máximo hacia el NNO, oblicuo a la línea de costas. Este patrón caracteriza las Béticas orientales (entre 3°O y 1°O). En el Rif el patrón de flujo de calor se dispone con una marcada tendencia N-S, oblicua a la dirección del arco y con un máximo local de 85 mW m<sup>-2</sup> entre los meridianos 4°O y 3°O (Rimi y Lucazeau, 1987; Rimi, 2000). Al Este de este máximo, hasta el límite occidental del Tell (~meridianos 2°O y 1°O), el flujo de calor a lo largo del Norte de África oscila entre 75-85 mW m<sup>-2</sup>. Los altos valores de flujo de calor medidos en el extremo occidental de Argelia, son además consistentes con las observaciones de Nyblade *et al.* (1996) que reconocen una anomalía de flujo de calor (80-120 mW m<sup>-2</sup>) que se extiende desde el ~3°O hasta ~5°E, a lo largo de la región emergida del Norte de África.

De acuerdo con los datos de flujo de calor aportados por cada autor, se ha estimado que el error medio del patrón de flujo térmico superficial es del orden de ±5 mW m<sup>-2</sup> (Fernández *et al.*, 1998b), estando mejor delimitado en la región comprendida entre los paralelos 34,6°N y 37,6°N y los meridianos 1,3°O y 5,9°O, coincidiendo con el área estudiada por Torne *et al.* (2000). Esta región aparece enmarcada en la Figura 5-9 y en los mapas siguientes.

**Figura 5-9.** (a) Mapa de flujo de calor regional (mW m<sup>-2</sup>) elaborado con los datos de Pollack *et al.* (1993), Polyak *et al.* (1996), Fernández *et al.* (1998b) y Rimi *et al.* (1998). (b) Mapa de espesor de sedimentos (km) de edad Neógeno-Cuaternario de las principales cuencas del Arco de Gibraltar (Soto *et al.*, 1996; Berástegui *et al.*, 1998; Fernández *et al.*, 1998a; García-Castellanos *et al.* 2002) y localización de los pozos utilizados para estimar la densidad media de sedimentos (Figura 5-10). Se muestran los dominios geológicos y principales elementos tectónicos del Arco de Gibraltar (simplificado de Comas *et al.*, 1999). Se indica la posición de las geotermas de la Figura 5-18. Topografía tomada del modelo SRTM (NASA-USGS) y batimetría GEBCO 1997 (IOC-IHO). IA: Isla de Alborán; CEA: Cuenca Este de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán; CA: Cuenca Argelina. La región enmarcada corresponde con el área donde el patrón de flujo de calor superficial está mejor establecido. →



El modelo de elevaciones (topografía y batimetría) utilizado resulta de combinar dos bases de datos: GEBCO (“*General Bathymetric Chart of the Oceans*” del IHO-UNESCO-IOC), que es una base de datos global de batimetría de los océanos con una resolución horizontal de un minuto (~1600 m); y SRTM (“*Shuttle Radar Topography Mission*” del USGS-NASA), que es una base topográfica de alta resolución con un dato cada 3 segundos de arco (~90 m). Para eliminar los rasgos topográficos de longitud de onda pequeña, y en consonancia con la aproximación realizada habitualmente en otros modelos geofísicos comparables (e.g., Zeyen y Fernández, 1994; entre otros muchos), el modelo de topografía digital resultante ha sido filtrado de las frecuencias inferiores a 80 km (filtro de tipo “*box-car*”).

### **5.2.2 Sedimentos: espesor y densidad**

El espesor del relleno sedimentario de edad Neógeno y Cuaternario considerado en el modelo es el resultado de una recopilación de datos de las principales cuencas neógenas de la región, debidamente contrastado con los datos de sísmica y pozo disponibles. Atendiendo a la extensión y volumen de sedimentos acumulados en las distintas cuencas, solo se han considerado en este modelo las más representativas: la Cuenca de Alborán y su prolongación hacia la Cuenca Argelina y la Cuenca del Guadalquivir (Figura 5-9b). 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 profundidades de perfiles de sísmica de reflexión. El mapa general de isopacas del relleno sedimentario refleja que los máximos espesores sedimentarios de la Cuenca de Alborán se ubican en la región occidental, donde existen dos grandes depocentros alargados; uno corresponde a la Cuenca de Motril, de orientación O-E, y otro al de la propia Cuenca Oeste de Alborán, que comporta dos ramas de diferente orientación (de la Linde *et al.*, 1996; Soto *et al.*, 1996). La rama septentrional de la Cuenca Oeste corresponde a la Cuenca de Málaga, de dirección NE-SO; mientras que en la rama meridional de dirección N20°-30°O se ubica el depocentro principal. Los espesores máximos calculados (Soto *et al.*, 1996) son próximos a los 4,5 km en la Cuenca de Motril y a 7-8,5 km en el depocentro principal de la Cuenca Oeste de Alborán. La Cuenca Sur de Alborán, tiene una dirección media N70°E, con una morfología en artesa y espesores de sedimentos de hasta 3,5 km, que disminuyen bruscamente hacia los bordes donde se alcanzan valores inferiores a 1 km. La geometría de la Cuenca Este de Alborán tiene una peor definición (los perfiles sísmicos existentes son pocos y de escasa penetración) y los espesores de sedimentos parecen no superar los 2-3 km (Comas *et al.*, 1997).

Hacia el Este, en la Cuenca Argelina, el espesor de sedimentos se ha reconstruido a partir de los valores de profundidad del basamento cristalino calculados por Yegorova *et al.* (1997) y los datos de sísmica de refracción de Morelli (1985), en consonancia con las estimaciones de espesor de los perfiles de sísmica de reflexión profunda ESCI-Alborán (Comas *et al.*, 1997). De acuerdo con esto autores el espesor máximo de sedimentos es de 2-2,5 km.

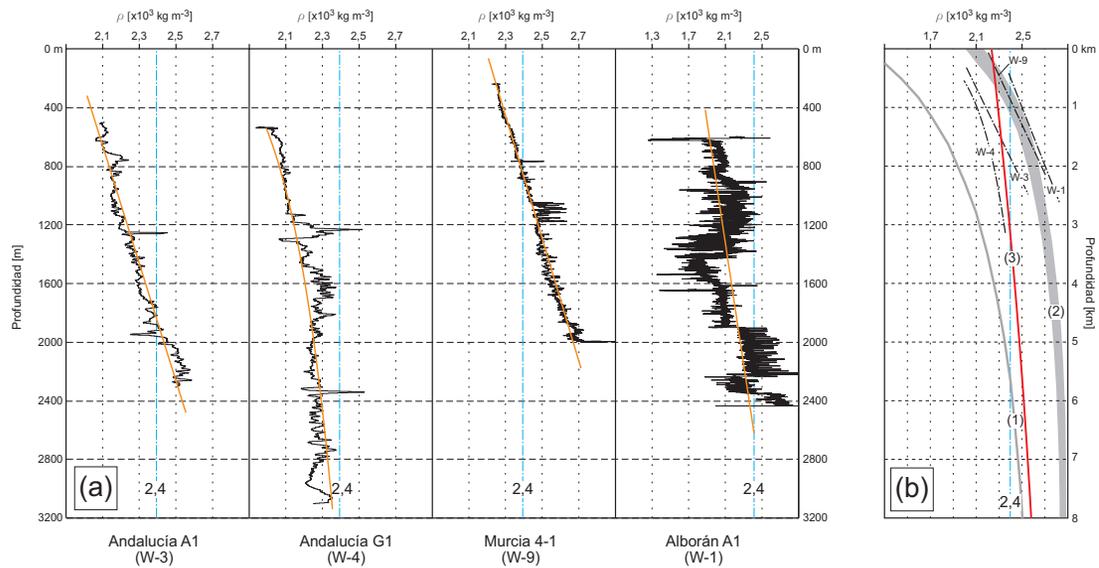
El relleno sedimentario para la Cuenca del Guadalquivir se ha reconstruido a partir de los datos presentados por García-Castellanos *et al.* (2002) sobre profundidad del basamento her-

cínico, junto con los datos geológicos y geofísicos de Berástegui *et al.* (1998) y Fernández *et al.* (1998a). El espesor de sedimentos de edad Neógeno-Cuaternario estimado para esta región es de 1 km, con máximos locales de hasta 2 km.

Se han utilizado los registros de  $V_p$  ( $\text{km s}^{-1}$ ) mediante diagrfias en algunos de los pozos perforados en Béticas y Alborán para estimar, a partir de la relación de Gardner *et al.* (1974), la densidad de los sedimentos ( $\text{gr cm}^{-3}$ ):

$$\rho = 1,741 \cdot V_p^{1/4} \quad [5-25]$$

En cada caso se ha buscado el mejor ajuste estadístico a la distribución en profundidad de densidades (Figura 5-10a) y se han extrapolado los valores de densidad hasta la base del relleno sedimentario. La Tabla 5-1 resume las densidades promedio y los ajustes  $V_p$ - $\rho$  realizados en cada pozo. Las funciones de densidad deducidas muestran un incremento lineal de la densidad con la profundidad en la mayoría de los pozos. Dado que ninguno de los pozos supera los 4000 m (cf. ap. 4.2.2), se ha supuesto que a estas profundidades el incremento de densidad podría seguir una función exponencial decreciente, tal y como se ha demostrado en otras regiones (curvas 1 y 2, Figura 5-10b).



**Figura 5-10.** (a) Conversión de los datos de diagrfias sónicas a densidades en algunos pozos profundos perforados en el Arco de Gibraltar de acuerdo con la relación de Gardner *et al.* (1974). La profundidad viene dada en metros bajo el nivel del mar para los sondeos marinos y metros desde la superficie topográfica para los sondeos en zonas emergidas (Murcia 4-1). La línea continua representa el mejor ajuste a los datos. La ecuación del ajuste y el valor medio de densidad se encuentran en la Tabla 5-1. La posición de los pozos está indicada en la Figura 5-9b. (b) Comparación de las curvas de tendencia anteriores con otras estimaciones de densidad en sedimentos marinos: (1) densidad de sedimentos en el Golfo de Vizcaya (Yegorova *et al.*, 1997); (2) densidad de sedimentos en la plataforma europea oriental (Yegorova *et al.*, 1997); (3) densidad estimada para los sedimentos de la Cuenca Oeste de Alborán utilizando velocidades corregidas ( $V_{RMS}$ ) de perfiles de sísmica de reflexión.

La variación de la densidad con la profundidad se ha constatado para la Cuenca Oeste de Alborán convirtiendo las velocidades sísmicas corregidas ( $V_{rms}$  de sísmica de reflexión comercial) en densidades utilizando la ecuación de Gardner *et al.* (1974) [5-25]. Para ello se ha escogido un tramo de una línea sísmica comercial (propocionada por Conoco-Phillips) que discurre a través de la región con máximo espesor de sedimentos de la Cuenca Oeste. Utilizando el método propuesto por Soto *et al.* (1996) se ha podido estimar la variación de densidad en estos sedimentos (curva 3, Figura 5-10b). Según estas estimaciones de velocidad, la conversión muestra que en la base de esta pila sedimentaria se pueden alcanzar densidades de hasta  $2600 \text{ kg m}^{-3}$ .

Dada la complejidad de la distribución de densidades a lo largo de la columna sedimentaria, y atendiendo a los valores medios calculados, se ha optado por tomar un valor promedio de densidad de  $2400 \text{ kg m}^{-3}$  para los sedimentos hasta  $4000 \text{ m}$  de profundidad y de  $2500 \text{ kg m}^{-3}$  para sedimentos situados a profundidades superiores a  $4000 \text{ m}$ . En los depocentros mayores del Mar de Alborán esta densidad media localmente puede ser inferior al valor estimado, ya que es conocido que las unidades más profundas en la Cuenca Oeste de Alborán están compuestas por facies sub-compactadas, en las que se producen inversiones de densidad (Comas *et al.*, 1992; Jurado y Comas, 1992). En aquellos depocentros de espesor inferior a  $\sim 3 \text{ km}$  puede ser ligeramente mayor al real (e.g., pozos Andalucía G-1 y Alborán A-1; Figura 5-10a). En las cuencas emergidas, por el contrario, esta densidad media coincide con los valores promedio aquí estimados (e.g., pozo Murcia 4-1, Figura 5-10 y Tabla 5-1).

**Tabla 5-1.** Relaciones densidad-profundidad y densidad media estimada con la relación de Gardner *et al.* (1974) en pozos profundos.

Pozo	$\rho$ [ $\text{gr cm}^{-3}$ ]	Intervalo (m)	Relación $\rho[\text{gr cm}^{-3}]-z[\text{m}]$	$r^2$
Murcia 4-1 (W-9)	$2,46 \pm 0,13$	240-2000	$\rho = 2,19 + 2,49 \times 10^{-4}z$	0,95
Alborán A-1 (W-1)	$2,15 \pm 0,25$	600-2430	$\rho = 1,79 + 2,43 \times 10^{-4}z$	0,55
Andalucía G-1 (W-4)	$2,21 \pm 0,08$	535-3500	$\rho = 1,89 + 2,80z - 3,9z^2$	0,88
Andalucía A-1 (W-3)	$2,28 \pm 0,14$	500-2300	$\rho = 1,93 + 2,49 \times 10^{-4}z$	0,91
relación (3)	$2,50 \pm 0,27$	0-8000	$\rho = 2,23 + 5,74 \times 10^{-5}z - 1,76 \times 10^{-9}z^2$	0,99

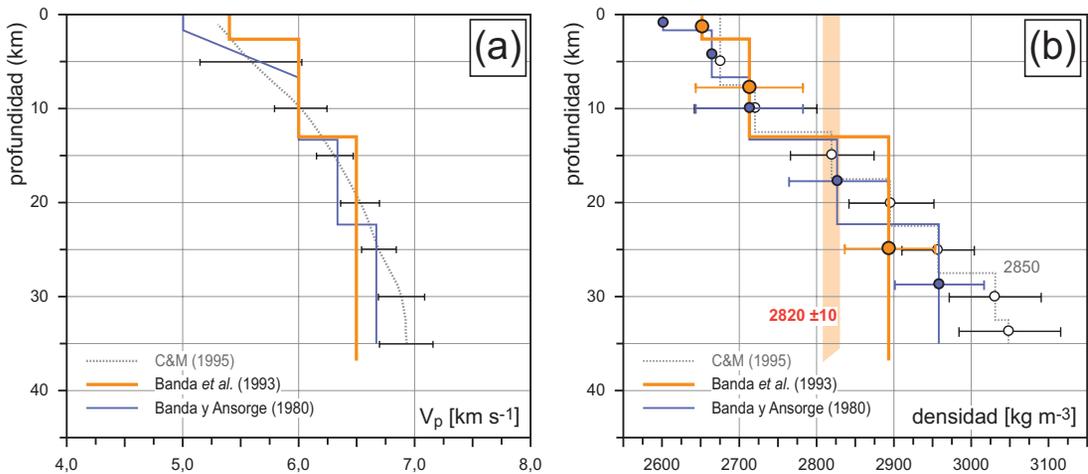
### 5.2.3 Densidad cortical

De acuerdo con diversos datos geofísicos, se ha postulado que la corteza profunda bajo el Dominio de Alborán presenta una velocidad sísmica baja ( $V_p = 6,0-6,5 \text{ km s}^{-1}$ ; Banda y Ansgue, 1980; Banda *et al.* 1993; García-Dueñas *et al.*, 1994; Carbonell *et al.*, 1998; Calvert *et al.*, 2000b; entre otros muchos), sugiriéndose la ausencia de una corteza inferior de composición máfica. En consonancia con estas observaciones y otras que corroboran la ausencia de una corteza inferior de estas características (e.g., estimaciones de la razón  $V_p/V_s$ , modelos gravimétricos, tomografías y datos magnetotélúricos; vse. ap. 2.4), se considerará que la corteza profunda en el Arco de Gibraltar tiene una composición rica en cuarzo (e.g., Carbonell *et al.*, 1998; Zappone *et al.*, 2000).

En función de la 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), se ha procedido a calcular las densidades corticales que resultarían a partir de los perfiles de velocidades ( $V_p$ ) aportados por los perfiles de sísmica de refracción. Se ha utilizado la equivalencia  $V_p$ -densidad ( $\rho$ ) de tipo no-lineal propuesta por Christensen y Mooney (1995), según la cual:

$$\rho = a + \frac{b}{V_p} \quad V_p^{-1} = a + b\rho^3 \quad [5-26]$$

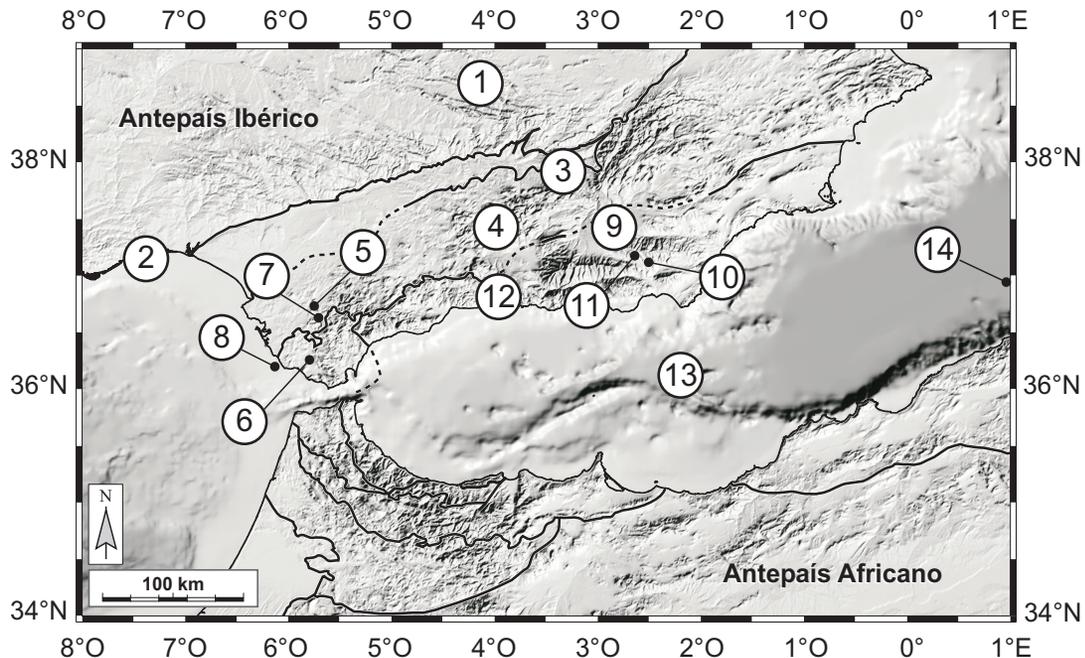
donde  $a$  y  $b$  son constantes cuyo valor está tabulado por profundidades (vse. Tabla 8 de estos autores). Para calcular la densidad cortical promedio, se han seleccionado los dominios centrales de los perfiles de refracción mejor establecidos, los de Banda *et al.* (1993) y Banda y Ansonge (1980) en Béticas centrales (Figura 5-11a). Así, para la vertical donde intersectan los dos perfiles de refracción de Banda *et al.* (1993) y los de la esquina N del triángulo trazado en el experimento de Banda y Ansonge (1980) ( $\sim 2^\circ 36'O$ ;  $37^\circ 15'N$ ), se obtiene una densidad cortical media de  $2826\text{-}2820 \text{ kg m}^{-3}$  (Figura 5-11b). Estas densidades promedio son semejantes a las estimadas mediante modelos gravimétricos (e.g., Torne *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997), siendo ligeramente inferiores a los deducidos en otras regiones con deformación reciente en la Península Ibérica (e.g.,  $2820\text{-}2840 \text{ kg m}^{-3}$ , Depresión del Ebro y frente Sur de los Pirineos, Cabal y Fernández, 1995). Las densidades estimadas en esta vertical quedan desde luego por debajo de los valores medios calculados por Christensen



**Figura 5-11.** (a) Perfiles corticales de velocidad procedentes de sísmica de refracción en Béticas centrales (Banda y Ansonge, 1980; Banda *et al.*, 1993). También se incluye el perfil de velocidades medias dado por Christensen y Mooney (1995) (C&M-1995) para una corteza continental extendida, junto con su desviación típica. (b) Conversión a densidad de las velocidades sísmicas utilizando la relación no lineal de Christensen y Mooney (1995), ecuación [5-26]. También se indica la densidad media de la corteza en Béticas ( $2820 \text{ kg m}^{-3}$ ) y la densidad media de la corteza continental extendida según la recopilación de Christensen y Mooney (1995) ( $2850 \text{ kg m}^{-3}$ ).

y Mooney (1995) para una corteza continental adelgazada ( $2850 \pm 47 \text{ kg m}^{-3}$ ; Figura 5-11b), en la que existe una corteza inferior de composición máfica. En resumen, para la corteza en el Arco de Gibraltar se utilizará una densidad cortical media de  $2820 \pm 10 \text{ kg m}^{-3}$ , dado que es el domino geológico más ampliamente representado.

Análogamente, utilizando la ecuación [5-26] y los perfiles de velocidades establecidos mediante sismica de refracción, se ha podido estimar la densidad media de la corteza en otros dominios geológicos involucrados en la región de estudio (Figura 5-12): Antepaís Ibérico (Banda *et al.*, 1993; González *et al.*, 1998); Dominio Sudibérico (Banda *et al.*, 1993; Dañobeitia *et al.*, 1998); unidades del Surco de los Flyschs (Medialdea *et al.*, 1986; Barranco *et al.*, 1990; González *et al.*, 1998) y Cuenca Argelina (Morelli, 1985). La Tabla 5-2 muestra los valores medios de densidad calculados para la corteza de cada una de las verticales señaladas en la Figura 5-12 (valores en Tabla 5-2). Como se puede comprobar, la densidad media calculada para el Dominio de Alborán ( $2820 \pm 10 \text{ kg}$ ) resulta equivalente a la calculada para el Dominio Sudibérico y el Antepaís Ibérico, y por tanto es un valor que se puede extrapolar razonablemente a estos dominios.



**Figura 5-12.** Localización de las verticales de sismica de refracción utilizadas para estimar la densidad media de la corteza en los distintos dominios geológicos involucrados en la región del Arco de Gibraltar. Los valores de densidad media estimados y las fuentes de datos se detallan en la Tabla 5-2. Topografía tomada del modelo SRTM (NASA-USGS) y batimetría GEBCO 1997 (IOC-IHO). La vertical de modelo cortical 15 queda fuera del área del mapa.

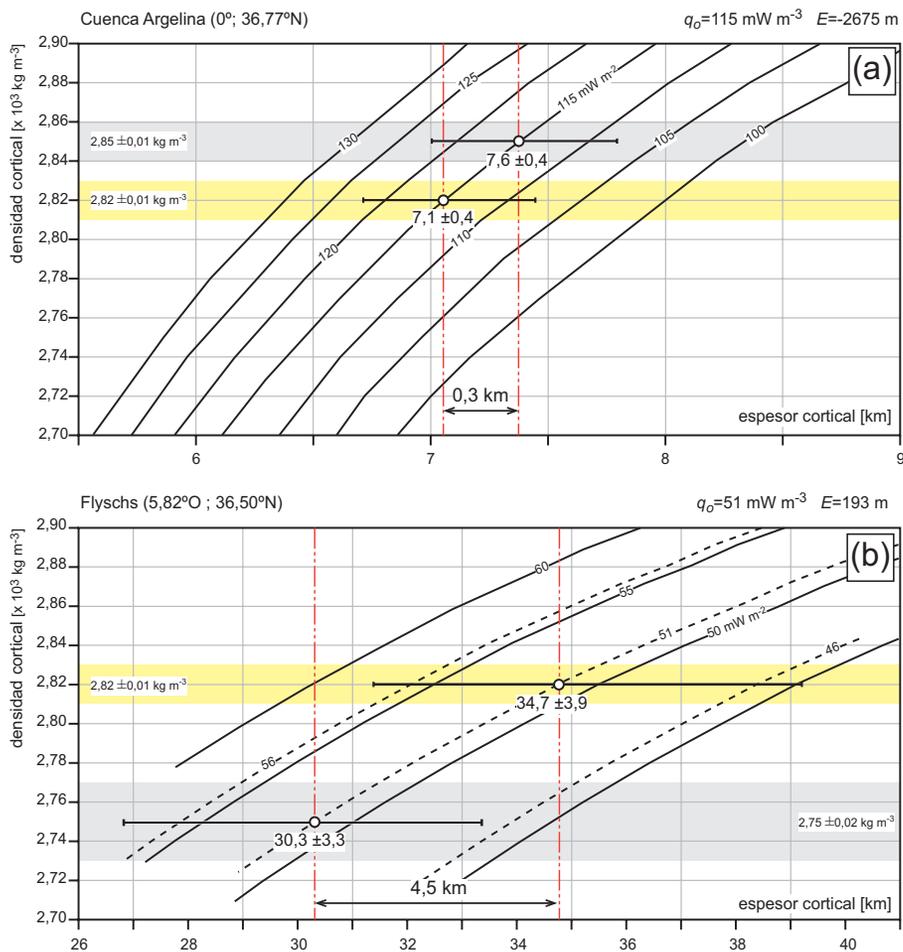
**Tabla 5-2.** Densidades medias de la corteza estimadas a partir de perfiles de velocidad ( $V_p$ ).

Dominio Geológico	ID	Coordenadas (Long. Lat.)	Moho	$\rho_c$ media	perfil $V_p$
Antepaís Ibérico	1	-4,15 38,67	35,4	2838,5	Banda <i>et al.</i> (1993)
	2	-7,41 37,13	~35,0	2802,6	González <i>et al.</i> (1998)
Sudibérico	3	-3,36 37,89	34,6	2824,8	Banda <i>et al.</i> (1993)
	4	-4,00 37,40	~35,0	2837,6	Dañobeitia <i>et al.</i> (1998)
Un. Surco Flyschs	5	-5,75 36,75	28,5	2746,8	Medialdea <i>et al.</i> (1986)
	6	-5,80 36,25	31,0	2773,5	Barranco <i>et al.</i> (1990)
	7	-5,74 36,65	33,4	2727,3	González <i>et al.</i> (1998)
	8	-6,13 36,20	~30,0	2721,7	González <i>et al.</i> (1998)
Dominio de Alborán	9	-2,79 37,33	35,0	2819,4	Banda y Ansorge (1980)
	10	-2,50 37,13	36,8	2826,3	Banda <i>et al.</i> (1993)
	11	-2,60 37,15	~38,0	2820,0	Banda <i>et al.</i> (1993)
	12	-4,00 36,80	~35,0	2873,9	Dañobeitia <i>et al.</i> (1998)
Cuenca Este Alborán	13	-2,25 36,10	~10,0	2799,1	Morelli (1985)
Cuenca Argelina	14	1,00 37,00	~10,0	2768,7	Morelli (1985)
	15	2,75 37,50	~10,0	2856,8	Morelli (1985)

Para los primeros kilómetros del perfil de velocidades (< 10 km) se ha empleado la conversión de Gardner *et al.* (1974). ID: número de referencia para la localización de cada perfil en la Figura 5-12.

La densidad cortical en regiones de corteza fuertemente adelgazada, si no ya de carácter oceánico, como la transición entre la Cuenca Este de Alborán y la propia Cuenca Argelina, requieren de una mención especial. Esta región, y más hacia el Norte hasta la cuenca Sardo-Baleares o el extremo meridional de la Ligur-Provenzal, posee una amplísima llanura abisal (~2600 m) y un relleno sedimentario probablemente exiguo (~2 km), caracterizado por la presencia de un nivel potente de evaporitas de edad Messiniense y el desarrollo de diapiros de sal (e.g., de Voogd *et al.*, 1991; Comas *et al.*, 1995; Sabat *et al.*, 1995; Mauffret *et al.*, 1995, 2004; Maillard *et al.*, 2003). Los únicos datos de velocidades sísmicas en perfiles de refracción (e.g., Hinz, 1972; Morelli, 1985) muestran características propias de corteza oceánica (en consonancia con los datos y el patrón de las anomalías magnéticas; Galdeano *et al.*, 1974; Galdeano y Rossignol, 1977; Cassano, 1990). Las estimaciones de densidades realizadas sobre esta corteza sugieren valores medios de densidad  $>2840 \text{ kg m}^{-3}$  (Yegorova *et al.*, 1997; Ayala *et al.*, 2003). Por tanto, los resultados del modelo en el extremo oriental de la región estudiada deben considerarse como tentativos, y en función de la densidad cortical promedio utilizada, el espesor cortical obtenido será probablemente inferior al real. Atendiendo a los valores de densidad media de la corteza propuestos para la Cuenca Argelina, se deduce que este modelo infravalora la densidad en  $30 \pm 10 \text{ kg m}^{-3}$ , lo que en términos de espesor cortical supone una corteza 300 m más gruesa que la calculada en este estudio (Figura 5-13a).

En el extremo opuesto del modelo, las unidades del Surco de los Flyschs constituyen un dominio con un importante volumen de sedimentos poco consolidados en la corteza superior, responsables de las bajas velocidades registradas en la región (Medialdea *et al.*, 1986; Barranco *et al.*, 1990; González *et al.*, 1998). Medialdea *et al.* (1986) sugiere un espesor de hasta 7 km para estas unidades; aunque según otros autores estos espesores estarían sobrevalorados (Carbonell *et al.*, 1998). La presencia de estas unidades en la parte alta de la corteza conlleva una reducción de la densidad media hasta  $\sim 2750 \pm 20 \text{ kg m}^{-3}$  (Tabla 5-2). Según esto, la densidad empleada estaría sobrevalorada en la región de los Flyschs, del orden de  $70 \pm 20 \text{ kg m}^{-3}$ . Si asumimos que aquí la densidad media de la corteza es de ese orden de magnitud, el modelo de espesor cortical podría ser hasta 4-5 km más delgado que el calculado (Figura 5-13b).



**Figura 5-13.** Incidencia de la densidad media cortical y el flujo de calor en el espesor de corteza calculado para generar una elevación topográfica como la observada ( $E$ ). (a) La Cuenca Argelina ( $2850 \pm 10 \text{ kg m}^{-3}$ ; Tabla 5-2), donde la densidad utilizada está probablemente infravalorada, y (b) las unidades del Surco de los Flyschs ( $2750 \pm 20 \text{ kg m}^{-3}$ ; Tabla 5-2), donde la densidad empleada podría estar sobrevalorada. Densidad cortical media del modelo,  $2820 \pm 10 \text{ kg m}^{-3}$ .

### 5.2.4 Parámetros térmicos

La construcción de una geoterma continental depende también de los parámetros térmicos de producción radiogénica de calor ( $A_o$ ) y conductividad térmica ( $k$ ) elegidos; así como de las condiciones de contorno impuestas. En nuestro caso, el flujo de calor y la temperatura superficiales son las condiciones de contorno. En otras regiones, la estructura térmica de la corteza ha sido estudiada asumiendo que los parámetros térmicos están bien establecidos (e.g., Lachenbruch, 1970; Chapman, 1986; Zhou, 1996). Sin embargo, la naturaleza heterogénea de la corteza sugiere que los parámetros térmicos escogidos para estimar la distribución de temperaturas en cualquier región pueden tener una gran incertidumbre (Vasseur *et al.*, 1985; Srivastava y Singh, 1998; Jokinen y Kukkonen, 1999; Srivastava, 2005).

Los parámetros térmicos de este modelo son consistentes con los medidos por Fernández *et al.* (1998b) en muchas de las rocas de Béticas y los sedimentos de la Cuenca del Mar de Alborán. En esta base de datos, la conductividad ( $k$ , en  $W\ m^{-1}\ K^{-1}$ ) media para las distintas rocas de Béticas es de  $2,58 \pm 0,43$  y para los sedimentos de edad Neógeno-Cuaternario es de  $2,07 \pm 0,12$ . La producción radiogénica de calor ( $A_o$ , en  $\mu W\ m^{-3}$ ) de las rocas del Dominio de Alborán es de  $2,13 \pm 0,78$ . De acuerdo con estos datos, se han utilizado unos valores medios de  $k$  y  $A_o$  de 2,5 y 2,1 para la corteza, respectivamente, y de 2,1 y 1,0 para los sedimentos (Tabla 5-3). Por otra parte, se ha optado por un modelo exponencial de producción radiogénica de calor (ecuación [5-15]; e.g., Lachenbruch, 1968), según una capa de 12 km de espesor ( $h_r$ ; Fernández *et al.*, 1998b).

Teniendo en cuenta la variabilidad intrínseca de cualquier modelo térmico, se ha procedido a calcular el rango de error de las variables principales generadas en el modelo. Se ha escogido la misma vertical donde se ha realizado el cálculo de la densidad cortical promedio (Béticas centrales, vertical num. 11 en Figura 5-12), porque dado que en esta región el espesor cortical es máximo, la solución y la geoterma del modelo térmico también tendrán un error máximo. En esta región los valores de espesor cortical establecidos por los perfiles de sismica de refracción están entre 35 y 38 km (Banda *et al.*, 1993; Banda y Ansorge, 1980), mientras que en la misma vertical otros datos geofísicos, como la conversión a profundidad del perfil de sismica

**Tabla 5-3.** Parámetros del modelo térmico.

	$A$ [ $\mu W\ m^{-3}$ ]	$k$ [ $W\ m^{-1}\ K^{-1}$ ]	$\rho$ [ $kg\ m^{-3}$ ]
Sedimentos	1	2,1	2400 ( $H_{sed} < 4000\ m$ ) 2500 ( $H_{sed} > 4000\ m$ )
Corteza	$2,1\ exp(-z/12000)$	2,5	2820
Manto Litosférico	0	3,2	$3200 [1 + \alpha (T_a - T(z))]$ (*)

(\*) La densidad del manto es dependiente de la temperatura [5-24] con  $T_a = 1350\ ^\circ C$  (Lachenbruch y Morgan, 1990) y  $\alpha = 3,4 \times 10^{-5}\ K^{-1}$  (Afonso *et al.*, 2005).

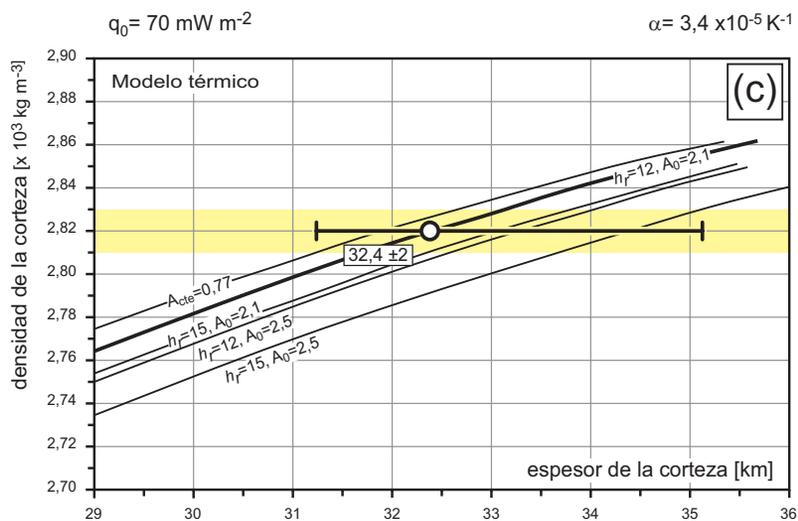
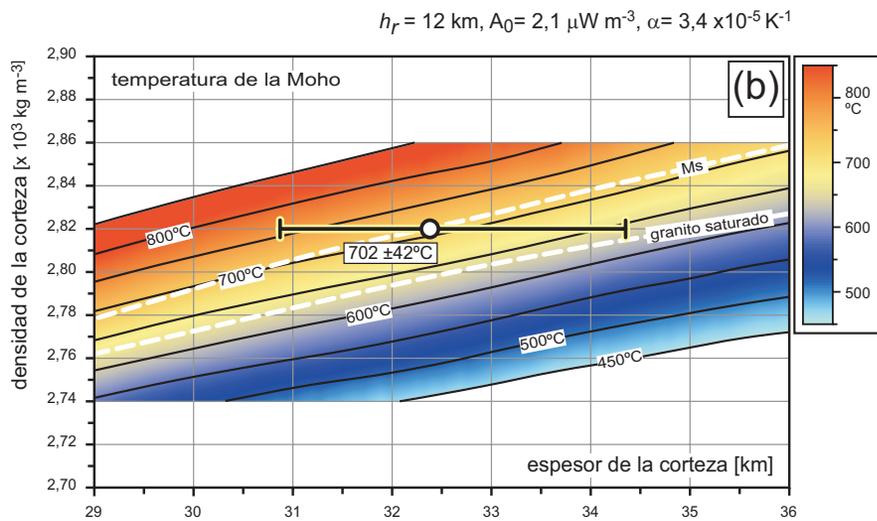
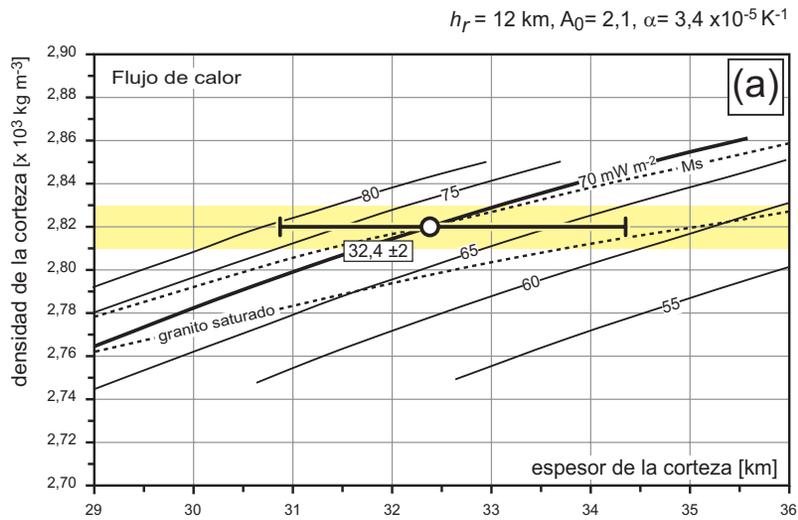
de reflexión profunda ESCI-Béticas 1 establece la Moho a una profundidad entre 30 y 35 km (Carbonell *et al.*, 1995, 1998; García-Dueñas *et al.*, 1994), y los datos de magnetotelúrica la sitúan entre 34 y 36 km (Pous *et al.*, 1999).

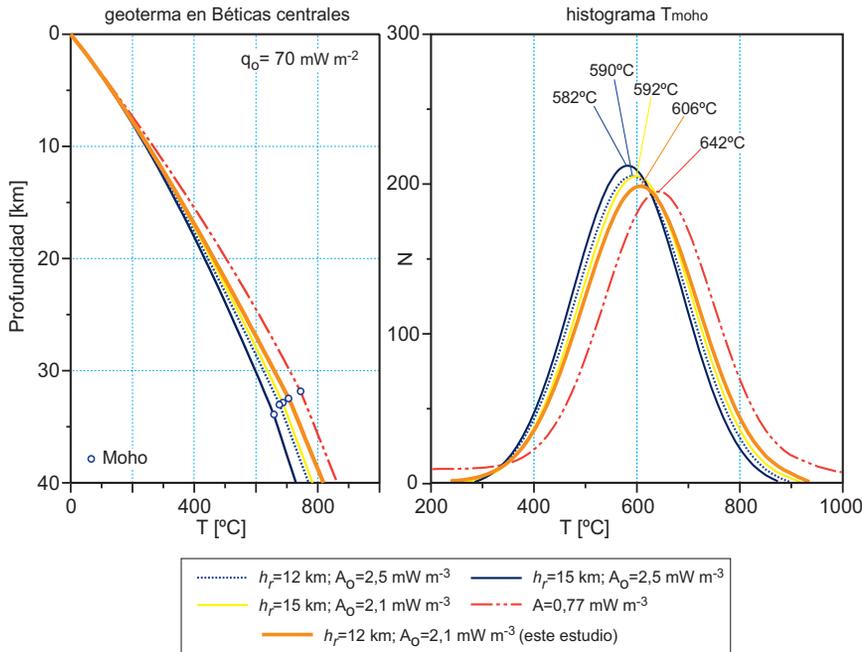
Según el flujo de calor regional ( $70 \text{ mW m}^{-2}$ ) en esa región y los parámetros térmicos empleados (Tabla 5-3), para alcanzar la elevación regional observada en esa vertical (950 m), el espesor cortical calculado es de 32,4 km. Este espesor cortical está dentro del rango de profundidades sugerido por la sísmica de reflexión profunda, se aproxima al obtenido por Torne *et al.* (2000) en la misma vertical (31,9 km) y resulta ligeramente inferior al sugerido por la sísmica de refracción o los modelos de magnetotelúrica. Según el rango de error que se estima en la región para el flujo de calor ( $\pm 5 \text{ mW m}^{-2}$ ; Fernández *et al.*, 1998b) y el estimado aquí previamente para la densidad ( $\pm 10 \text{ kg m}^{-3}$ ), se deduce que el error máximo del espesor cortical es en este punto  $\pm 2 \text{ km}$  (Figura 5-14a). Este intervalo de error conlleva una variación máxima de la temperatura en la Moho de  $\pm 42 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figura 5-14b).

En el caso de que se utilicen otros parámetros térmicos (corteza con  $A_o = 2,5$  y  $h_r = 15 \text{ km}$ ), o bien una producción radiogénica de calor constante, pero que represente un valor total análogo al considerado por el modelo exponencial ( $A = 0,77$ ), las soluciones de espesor cortical y litosférico necesarias para producir la elevación observada en esta vertical, generarían un error máximo en el espesor cortical de  $\pm 2 \text{ km}$  (Figura 5-14c). Hay que tener en cuenta que cualquiera de los otros modelos de producción radiogénica de calor de tipo exponencial genera una litosfera más gruesa (y por tanto una corteza cuya base estaría a menor temperatura), mientras que el modelo de producción de calor constante tiene el efecto contrario, litosfera más delgada y la base de la corteza más caliente (diferencias máximas de  $\pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$  (compárense las Figuras 5-14c y 5-14b). Este hecho ha sido demostrado también recientemente por el estudio teórico de Sandiford y McLaren (2005).

La Figura 5-15 enfrenta los resultados obtenidos en toda la región con el modelo térmico seguido en este trabajo (corteza con  $A_o = 2,1$  y  $h_r = 12$ ), con otras alternativas en las que el modelo térmico tiene una producción radiogénica de calor constante o exponencial diferente. La temperatura media de los distintos modelos oscila entre los  $582 \text{ }^\circ\text{C}$  (corteza con  $A_o = 2,5$  y  $h_r = 15$ ) y  $642 \text{ }^\circ\text{C}$  del modelo de producción radiogénica de calor constante (corteza con  $A = 0,77$ ). El modelo escogido para el presente estudio tiene una temperatura media de  $606 \text{ }^\circ\text{C}$ , proporcionando temperaturas intermedias entre los modelos térmicos alternativos. Tal y como se ha demostrado en la Figura 5-14c, las variaciones de profundidad de la Moho calculada según los diferentes modelos térmicos en ningún caso superarían los 2 km.

**Figura 5-14.** Incidencia de los principales parámetros del modelo térmico en los resultados. Estos diagramas están calculados para una columna litosférica representativa de Béticas centrales, donde el flujo de calor regional es de  $70 \text{ mW m}^{-2}$  y para reproducir la elevación de 950 m (localidad 10 en Figura 5-12). Valores del modelo térmico en Tabla 5-3. (a) Relación entre densidad y espesor cortical para distintos valores de flujo de calor. (b) Temperatura en la Moho en función de la densidad y el espesor cortical. Se incluye la posición de la intersección con el *solidus* granítico saturado en  $\text{H}_2\text{O}$  (granito saturado) y la reacción de deshidratación de la moscovita (Ms). (c) Incidencia en el espesor cortical de la densidad y el modelo térmico de producción radiogénica de calor. En cada gráfica se indica el rango de variación del espesor cortical y su valor medio, calculados teniendo en cuenta un error de  $\pm 10 \text{ kg m}^{-3}$  y  $\pm 5 \text{ mW m}^{-2}$ .

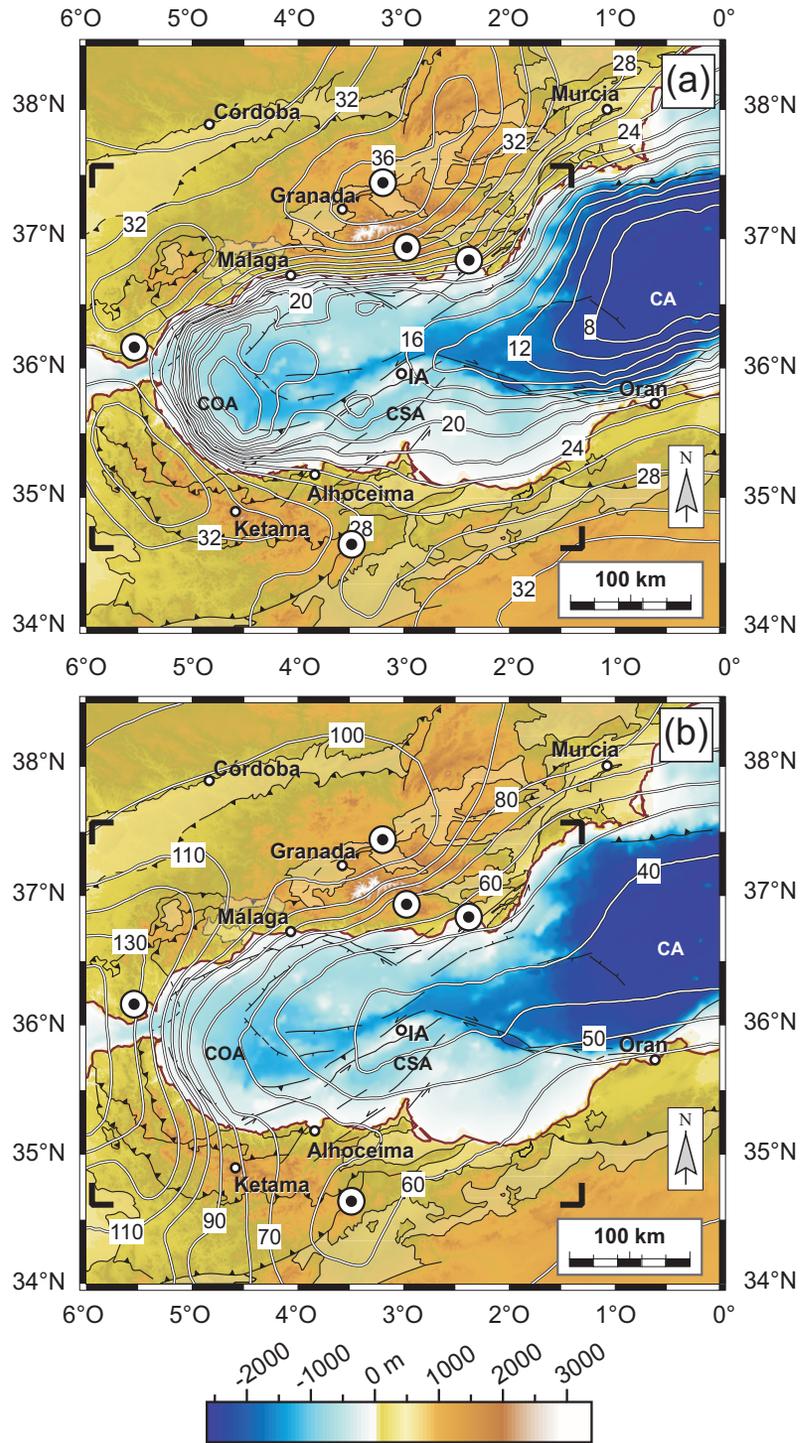




**Figura 5-15.** Distribución de temperaturas en la base de la corteza para distintos modelos de producción radiogénica de calor. Se muestran las geotermas correspondientes a una vertical situada en Béticas centrales, con un flujo de calor superficial de  $70 \text{ mW m}^{-2}$  y una elevación de 950 m (Figura 5-14). Los círculos señalan la profundidad de la Moho en cada modelo.

### 5.2.5 Espesor cortical y litosférico

El modelo resultante de invertir los datos de elevación y flujo de calor muestra una corteza cuyo espesor varía entre los 8 km, bajo la Cuenca Argelina (meridiano  $1^\circ\text{-}0,5^\circ \text{O}$ ), y más de 36 km, en el bulbo cortical que se localiza en Béticas (Figura 5-16a). 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 engrosamiento brusco, alcanzándose en las regiones emergidas espesores siempre superiores a los 30 km. Los mayores gradientes de adelgazamiento cortical se localizan en la región próxima a la línea de costas. En la zona occidental, la variación de espesor desde la Cuenca Oeste de Alborán hacia Béticas y Rif se produce con un gradiente elevado. Existe un engrosamiento notable bajo el Estrecho de Gibraltar, donde en un trayecto horizontal E-O de 85 km, la corteza pasa de tener 18 km bajo la Cuenca Oeste de Alborán, hasta 30-32 km bajo el Estrecho. En la región oriental de Alborán, el adelgazamiento es más suave, especialmente en el margen meridional, donde la variación de espesor cortical es de 16 km para un intervalo horizontal N-S de 165 km. La Cuenca Argelina, al Este del meridiano  $1,5^\circ\text{O}$ , mantiene un espesor constante en torno a 8 km. En la transición entre la Cuenca Argelina y la Cuenca de Alborán (meridianos  $3^\circ\text{O} - 2^\circ\text{O}$ ) el engrosamiento de la corteza tiene un gradiente suave, lo que contrasta con las variaciones de espesor en sus márgenes Sur y Norte, donde se engruesa 10 km en una distancia horizontal de 50 km.



**Figura 5-16.** Espesor cortical (a) y litosférico (b) calculados invirtiendo los datos de flujo de calor y elevación en el Arco de Gibraltar. Se indica la posición de las geotermas de la Figura 5-18. IA: Isla de Alborán; CEA: Cuenca Este de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán; CA: Cuenca Argelina. La región enmarcada corresponde con el área donde el patrón de flujo de calor superficial está mejor establecido.

Este modelo de corteza es consistente con las tendencias regionales de la anomalía de Bouguer (e.g., Torne *et al.*, 2000) y con los datos de sísmica de refracción. A parte de los datos de espesor discutidos anteriormente en la región de Béticas centrales, la corteza tiene un espesor equivalente al deducido por Banda y Ansoerge (1980) y Banda *et al.* (1993) en el Dominio Sudibérico y el extremo Sur del Macizo Ibérico (34-35 km), o a las estimaciones de Medialdea *et al.* (1986), Barranco *et al.* (1990) y González *et al.* (1998) en la región ocupada por las unidades del Surco de los Flyschs (29-31 km). Los perfiles de refracción obtenidos hasta la fecha en el Mar de Alborán (Hatzfeld *et al.*, 1978) sugieren una corteza de 16-17 km en la región central, valores que resultan semejantes a los obtenidos en este modelo (18-16 km). Las estimaciones de profundidad de la Moho en la región oriental de Alborán estimadas por Comas *et al.* (1997) a partir del perfil de reflexión profunda ESCI-Alborán 2 (~12 km) están en consonancia con los espesores corticales aquí calculados (14-12 km). Aunque los datos al E de Alborán, hacia el Tell y hacia el N, conectando con la cuenca Sardo-Balear son más escasos, los modelos gravimétricos (Mickus y Jallouli, 1999; Deverchère *et al.*, 2005; Domzig *et al.*, 2006) y los perfiles de refracción y reflexión profunda disponibles (Hinz, 1972; Morelli, 1985; Mauffret *et al.*, 1995; Vidal *et al.*, 1998; Ayala *et al.*, 2003), reflejan un intenso adelgazamiento cortical en la región costera, desde 25-28 km bajo el Tell, hasta una corteza de <10-12 km (6-7 km, s. Vidal *et al.*, 1998) de espesor bajo la Cuenca Argelina. El engrosamiento cortical deducido bajo el Rif (32-34 km) es ligeramente superior al propuesto (> 30 km) con datos de sísmica de refracción y gravimetría (Tadili *et al.*, 1986).

El modelo obtenido en esta tesis reproduce además las tendencias de engrosamiento y los valores de espesor deducidos por Torne *et al.* (2000). Por ejemplo, el máximo espesor cortical estimado por estos autores bajo Béticas, obtenido invirtiendo flujo de calor y topografía (36-37 km), es muy similar al obtenido aquí (35-37 km). Modelos geofísicos más regionales como los de Jiménez-Munt *et al.* (2001), Ziegler y Dèzes (2004), Fullea Urchulutegui *et al.* (2006) y Fullea *et al.* (2007) para el Mediterráneo occidental y Atlántico, reproducen las tendencias generales y los gradientes regionales de este modelo, si bien se encuentran diferencias puntuales de 2-4 km en lugares como la Cuenca de Alborán. Hay que tener en cuenta que en estos dominios el acúmulo de un importante volumen de sedimentos debe modificar fuertemente los resultados derivados de cualquier modelo cortical compuesto por una sola capa.

El espesor litosférico calculado se muestra en la Figura 5-16b, cuya geometría reproduce obviamente el patrón de flujo de calor superficial (cf. Figura 5-9a). Se infiere que la litosfera alcanza un espesor mínimo en la Cuenca Argelina, con valores de 40-45 km, según un dominio amplio de espesor constante, que se prolonga hasta el Este de Alborán. Al Oeste del meridiano 4,5°O se produce un engrosamiento generalizado de la litosfera bajo el arco, alcanzando un máximo de 135 km bajo el Estrecho de Gibraltar. Este bulbo litosférico se prolonga bajo el Dominio Sudibérico, atenuándose progresivamente hacia el NE hasta alcanzar un espesor de 95 km. En Béticas centrales y orientales, la litosfera se adelgaza hacia el SE, desde 95 km hasta 55-60 km en el extremo SE de Béticas. En el Rif oriental y su continuación en el Tell, la base de la litosfera se dispone sub-horizontal y su espesor es de 55-65 km.

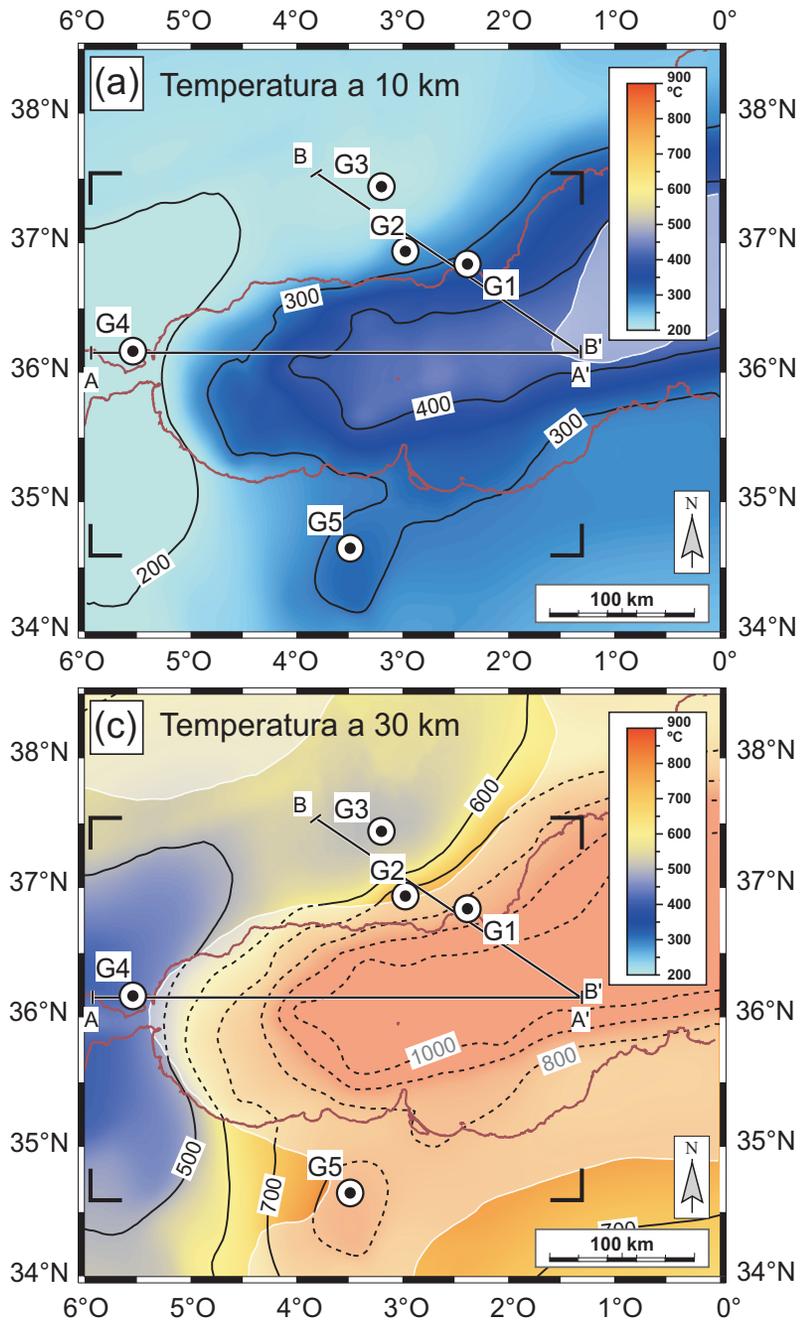
El modelo de espesor litosférico resultante reproduce los rasgos principales y coincide con los valores de espesor publicados por otros autores. El intenso adelgazamiento litosférico que acontece bajo la Cuenca Este de Alborán y la Cuenca Argelina es consistente con los datos de Torne *et al.* (2000) que sugiere un espesor litosférico inferior a 50 km. Otros modelos geofísicos desarrollados en esta región, como los modelos gravimétricos y térmicos de Yegorova *et al.* (1997) o las tomografías sísmicas de Goes *et al.* (2000), Piromallo y Morelli (2003) y Spakman y Wortel (2004), indican también una litosfera delgada, con menos de 50 km de espesor. El engrosamiento litosférico bajo el Estrecho de Gibraltar y Béticas occidentales también ha sido reconocido por Jiménez-Munt *et al.* (2001), Fullea Urchulutegui *et al.* (2006) y Fullea *et al.* (2007), que reconstruyen una litosfera de espesor comparable al deducido en esta tesis (130-140 km).

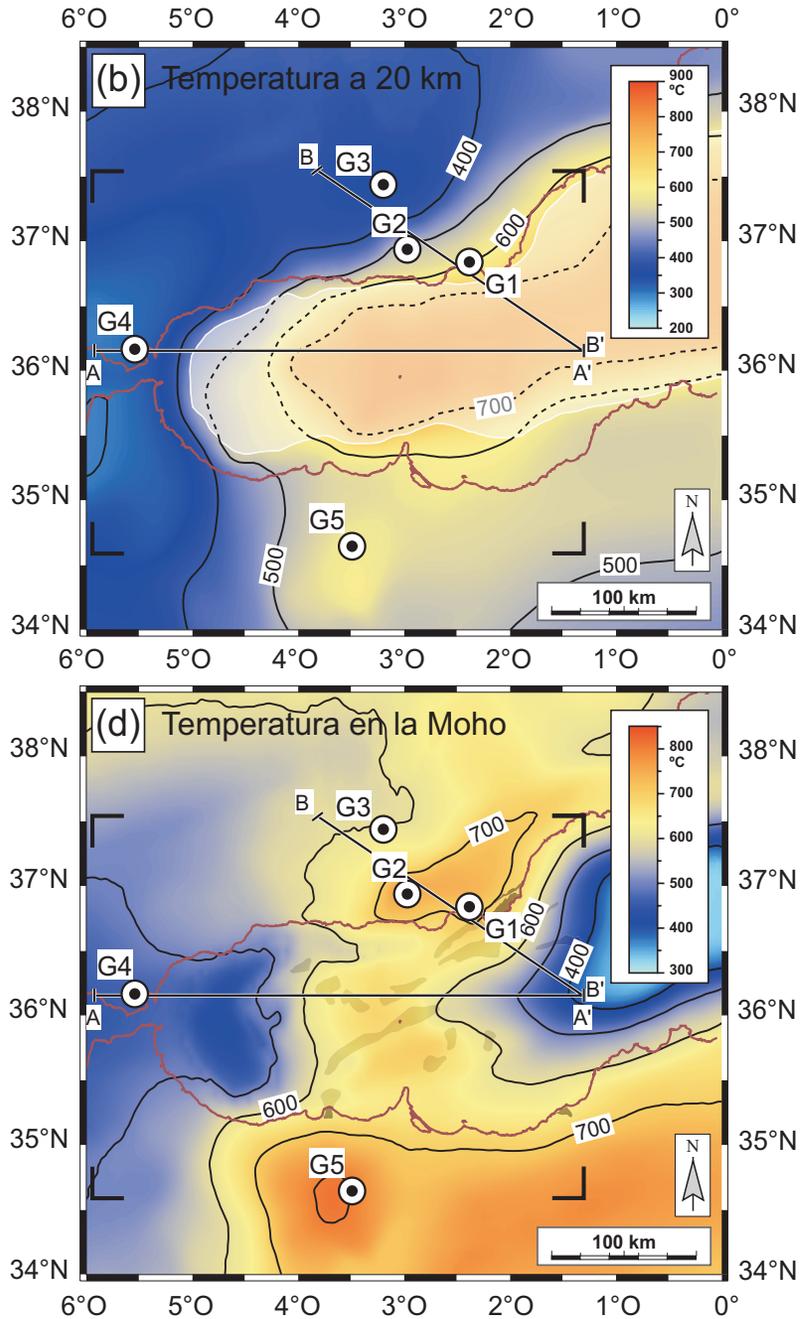
### 5.3 ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA CORTEZA

La estructura térmica de la corteza en el Arco de Gibraltar se ha ilustrado mediante los siguientes diagramas: mapas de temperaturas según distintas secciones horizontales, junto con la temperatura alcanzada por la superficie de la Moho (Figura 5-17), ejemplos de algunas de las geotermas calculadas, seleccionadas para lugares claves (Figura 5-18) y finalmente, dos secciones corticales con la distribución de las temperaturas (Figura 5-19).

La distribución de temperaturas por profundidades mostrada en las distintas secciones horizontales de la Figura 5-17, reproduce en esencia el patrón descrito por el flujo térmico regional (Figura 5-9a). A 10 km de profundidad la región bajo Béticas centrales y occidentales, el Estrecho de Gibraltar y el Rif alcanzan temperaturas que oscilan entre 200 °C y 300 °C (Figura 5-17a). En la región central de Alborán y el margen occidental del Tell, las temperaturas son ligeramente superiores, entre 300 °C y 400 °C. Las máximas temperaturas a esta profundidad se localizan en la Cuenca Este de Alborán y la Cuenca Argelina, donde el flujo de calor es elevado, el espesor de sedimentos es inferior a 3 km y la corteza se adelgaza fuertemente (hasta 8 km). La temperatura estimada para esta región alcanza los 450 °C.

A 20 km de profundidad, la mayor parte de la corteza tanto en Béticas como en el Rif, es un dominio con temperaturas que oscilan entre 350-400 °C (Figura 5-17b), con un mínimo de 300 °C en la región más occidental del arco. En el SE de Béticas, coincidiendo con la región volcánica Neógena de Cabo de Gata, las temperaturas son más elevadas y la corteza alcanza los 600-650 °C. En la región al Este del meridiano 4°O, en el Rif, se encuentran valores de temperatura constantes, entre 500 °C y 550 °C, que se extienden a la región del Tell. Las temperaturas máximas a esta profundidad corresponden a la porción de manto litosférico situada bajo la Cuenca del Mar de Alborán y su transición hacia la Cuenca Argelina, donde se ha estimado que las temperaturas pueden superar los 750°C.





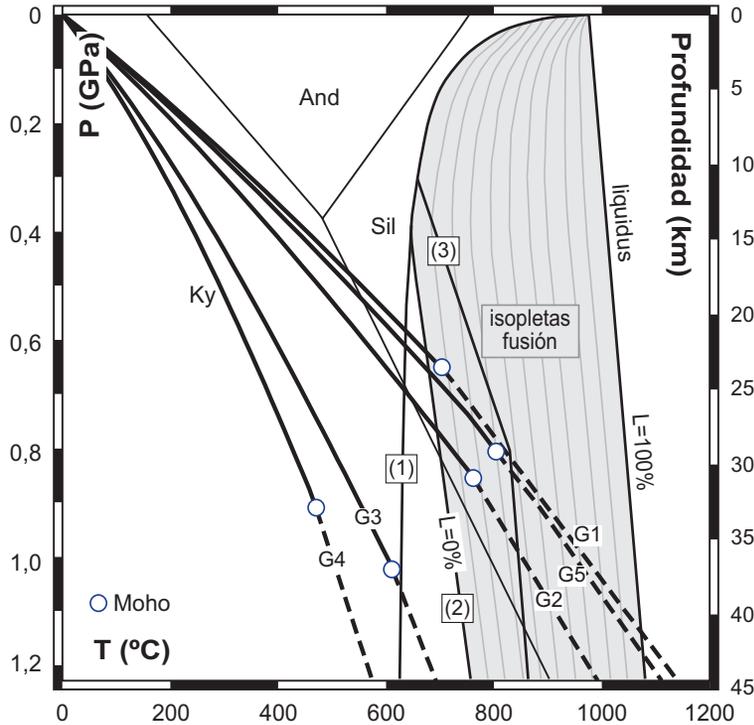
**Figura 5-17.** Distribución de temperaturas en la corteza por profundidades. Temperaturas en una sección horizontal a 10 km (a), 20 km (b) y 30 km (c). La intersección con la Moho en cada horizontal está indicada con una línea blanca y los dominios de manto litosférico aparecen con una gama de color suavizada e isotermas discontinuas. (d) Temperatura en la Moho y principales afloramientos de rocas volcánicas Neógenas. También se incluye la posición de las geotermas de la Figura 5-18 (G1 a G5) y de las secciones mostradas en la Figura 5-19.

A 30 km de profundidad los dominios de corteza continental son muy reducidos y en general más fríos que el manto litosférico circundante (Figura 5-17c). Las temperaturas oscilan aquí entre 500-600°C, como la región de máximo espesor cortical en el Estrecho de Gibraltar (Figura 5-16b). No obstante, en este mismo dominio engrosado y bajo Béticas orientales se alcanzan los 700 °C. A esta profundidad, el manto bajo la Cuenca Este del Mar de Alborán y hacia el Este se caracteriza por tener temperaturas muy superiores a los 900 °C, coincidiendo con la región donde la litosfera es más delgada. Hacia la región central de la Cuenca Argelina y a profundidades de 50 km, algunos autores encuentran una anomalía de baja velocidad (reducción de hasta -5% en las  $V_p$  y  $V_s$ ; e.g., Goes *et al.*, 2000; Spakman y Wortel, 2004), sugiriéndose también altas temperaturas (~1000-1200 °C; Yegorova *et al.*, 1997).

La distribución de temperaturas en la base de la corteza se muestra en la Figura 5-17d. En la Moho las temperaturas oscilan entre los valores extremos de 320 °C y 820 °C. En el Arco de Gibraltar se encuentran dos regiones más frías ( $\leq 450$  °C). Una de ellas coincide con el principal depocentro de la Cuenca del Mar de Alborán (la Cuenca Oeste de Alborán) y el otro con la región del Estrecho de Gibraltar ( $T_{\text{moho}} \sim 450$  °C – 500 °C). Esta situación se ilustra mediante la geoterma G4 (Figura 5-18). La otra región fría ( $T_{\text{moho}} \sim 350$  °C – 400 °C) se sitúa al Este, en la Cuenca Argelina, donde el espesor cortical es inferior a 10 km y existe probablemente una corteza transicional a oceánica (al E del meridiano 1,5° O).

Por el contrario, los máximos de temperatura en la Moho se localizan en tres regiones concretas. (1) En la zona central del Mar de Alborán ( $T_{\text{moho}} \geq 600$ -650 °C), donde los espesores de corteza oscilan entre 16-18 km. (2) En Béticas centrales y orientales, región en la que el brusco adelgazamiento cortical hacia el Mar de Alborán, coincide con un adelgazamiento litosférico oblicuo (hacia el SE). Tomando como referencia tres de las geotermas seleccionadas, G3 a G1 (Figura 5-18), de NO a SE, la corteza pasa de tener un espesor de 37 km, con  $T_{\text{moho}} = 606$  °C (geoterma G3) hasta 22-24 km con  $T_{\text{moho}} = 755$  °C y 714 °C (geotermas G2 y G1, respectivamente). (3) En el Norte de África, desde la terminación oriental del Rif hasta el Tell (al E del meridiano 4°O), en una región de flujo de calor elevado ( $>80$  mW m<sup>-2</sup>) y espesores corticales entre 24-30 km, con un adelgazamiento progresivo hacia el Norte, la base de la corteza alcanza  $T_{\text{moho}} \sim 800$  °C (e.g., geoterma G5; Figura 5-18).

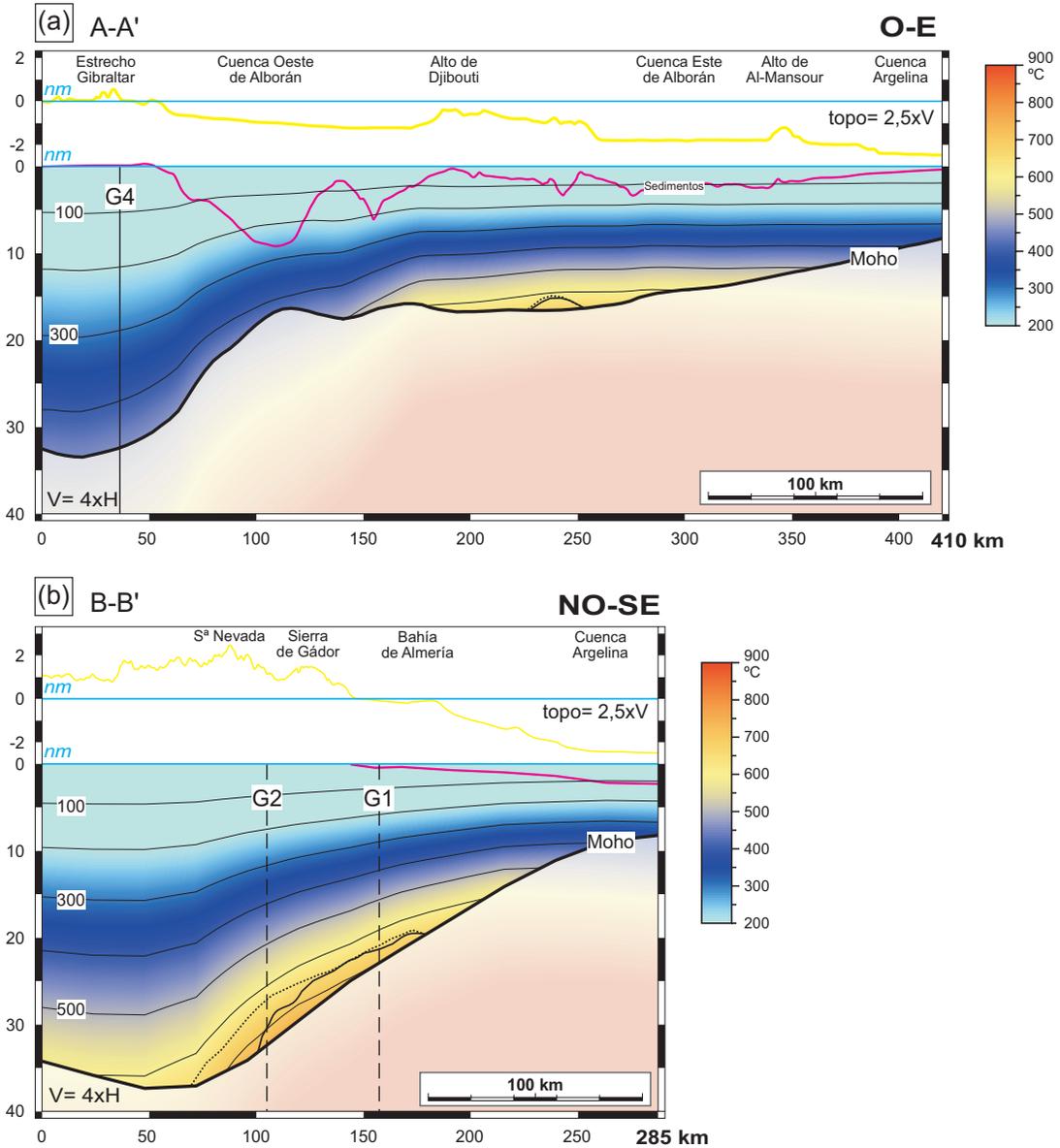
En general, la región de la Moho en la que se alcanzan temperaturas elevadas ( $T_{\text{moho}} > 650$ °C) define un dominio amplio que se extiende desde la zona central de Alborán hasta Béticas orientales (Figura 5-17d). Esta región continúa por el Sur hacia el antepaís africano, pudiendo llegar a conectar con la región del Alto Atlas. En Béticas el dominio de corteza profunda con temperaturas máximas ( $> 700$  °C) tiene una forma en planta ligeramente elongada en dirección NE-SO. Esta región está próxima a los principales afloramientos de rocas volcánicas de edad Neógeno (i.e. Cabo de Gata) y coincide con la vertiente oriental de las principales elevaciones en Béticas.



**Figura 5-18.** Diagrama P-T con las principales reacciones de fusión parcial para metapelitas (tomadas de Johannes y Holtz, 1996; Spear *et al.*, 1999; Gerya y Yuen, 2003) y ejemplos de geotermas calculadas en el modelo. La posición de las geotermas G1 a G5 se indica en la Figura 5-17. (1) *Solidus* granítico saturado en agua; (2) reacción de deshidratación de moscovita ( $Ms+Pl+Qtz = Liq+Kfs+Als$ ) y (3) reacción de deshidratación de biotita ( $Bt+Sil = Crd+Grt+Liq$ , si  $P < 0,8$  GPa;  $Bt+Grt = Liq+Opx+Als$ , si  $P > 0,8$  GPa). La escala de presión ha sido calculada para una densidad cortical constante de  $2820 \text{ kg m}^{-3}$ . Punto triple de los polimorfos del silicato de aluminio según Berman (1988): distena (Ky), Sillimanita (Sil) y Andalucita (And).

La estructura térmica se ilustra también según dos secciones corticales en las que se muestra la distribución de temperaturas (Figura 5-19). El perfil A-A' es una sección O-E que se extiende desde el Estrecho de Gibraltar (geoterma G4, Figura 5-18) hasta la Cuenca Argelina, pasando por la Cuenca Oeste de Alborán, el alto de Djibouti y la Cuenca Este de Alborán. De Oeste a Este, y a medida que la corteza se adelgaza hasta alcanzar el mínimo bajo la Cuenca Argelina, las isotermas se aproximan entre sí, por lo que el gradiente térmico se hace progresivamente mayor en el mismo sentido.

En el extremo occidental de esta sección las temperaturas son bajas, inferiores a  $450 \text{ }^\circ\text{C}$ , y el gradiente térmico en la corteza oscila entre  $12\text{-}16 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ . Los primeros 10-12 km de corteza tienen temperaturas inferiores a  $200 \text{ }^\circ\text{C}$ . Esta isoterma delimita un dominio cortical frío que se adelgaza progresivamente hacia el Este, alcanzando 7 km de profundidad bajo la Cuenca Oeste de Alborán y menos de 5 km en el alto de Djibouti y más al Este (Figura 5-19a). En la Cuenca Oeste de Alborán, bajo la región de máximo espesor de sedimentos, la temperatura de la Moho está próxima a  $450 \text{ }^\circ\text{C}$ , con un gradiente térmico de  $25\text{-}27 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ . En la zona central



**Figura 5-19.** Perfiles de distribución de temperatura en la corteza según: (a) sección E-O y (b) sección NO-SE (posición en Figura 5-17). Se incluyen los correspondientes perfiles topográficos (en amarillo) y del relleno sedimentario (en rojo). También se marca la posición de las geotermas de la Figura 5-18, con una línea continua si están contenidas en la sección y una discontinua si están proyectadas. Los dominios con presencia de procesos de fusión parcial, considerando un *solidus* granítico saturado en agua (línea discontinua) y la reacción de deshidratación de moscovita (línea continua), están indicados en cada caso (reacciones en Figura 5-18). n.m.: nivel del mar.

de Alborán (bajo el alto de Djibouti y hacia el Este) según la corteza se adelgaza, la temperatura en la Moho asciende hasta  $\sim 600$  °C- $650$  °C. El gradiente térmico aumenta desde  $32$ - $34$  °C  $\text{km}^{-1}$  bajo el alto de Djibouti hasta  $40$ - $42$  °C  $\text{km}^{-1}$  bajo la Cuenca Este de Alborán. En el extremo oriental de la sección, ya en la Cuenca Argelina, la temperatura de la Moho disminuye ( $T_{\text{moho}} \sim 350$ - $400$  °C) y, en virtud del patrón de adelgazamiento cortical, el gradiente térmico resultante es máximo ( $45$ - $47$  °C  $\text{km}^{-1}$ ).

El perfil B-B' es una sección con orientación NO-SE, que se extiende desde el extremo occidental de la Cuenca Argelina hasta el Dominio Sudibérico, en Béticas centrales, e ilustra la estructura térmica de la corteza a través de la región con mayor espesor cortical y donde los gradientes de engrosamiento de la corteza son más pronunciados (Figura 5-19b). Incluidos en esta sección se localizan los valores de temperatura más altos estimados para la base de la corteza de Béticas ( $\sim 750$  °C, Figura 5-17d). A medida que la corteza se engruesa, el gradiente térmico cortical medio disminuye, alcanzando un mínimo bajo la región de Sierra Nevada. En el extremo SE de esta sección, en la Cuenca Argelina, donde el espesor cortical es mínimo, la corteza registra temperaturas inferiores a  $450$  °C y el gradiente térmico medio es de  $44$ - $46$  °C  $\text{km}^{-1}$ . Hacia el NO, a través del margen, se produce un importante engrosamiento cortical acompañado de una disminución progresiva del gradiente térmico: desde  $40$  °C  $\text{km}^{-1}$  en el margen de Almería, hasta  $20$  °C  $\text{km}^{-1}$  bajo Sierra Nevada (geotermas G1 y G2, respectivamente, Figura 5-18). En este segmento, la temperatura de la Moho supera los  $700$  °C, sobre una Moho que se engruesa hacia el NO (Figura 5-19b). Desde Sierra Nevada, en Béticas centrales, hasta el extremo NO de la sección, la corteza se reduce desde  $37$  km hasta  $34$  km, y la temperatura de la Moho está a  $\sim 600$  °C, el gradiente térmico regional se mantiene entonces constante,  $17$ - $18$  °C  $\text{km}^{-1}$ .

Algunas de las reacciones metamórficas que pueden desencadenar procesos de fusión parcial, tienen lugar bajo condiciones P-T muy próximas a las aquí descritas para la corteza. La posibilidad de que este proceso ocurra en la corteza profunda del Arco de Gibraltar, será valorado en el siguiente apartado.

## 5.4 FUSIÓN PARCIAL DE LA CORTEZA

Cuando las temperaturas rebasan un cierto umbral en la corteza, ésta puede empezar a fundir (Clemens y Vielzeuf, 1987; Le Breton y Thompson, 1988; Vielzeuf y Holloway, 1988; Clemens, 1990; Patiño-Douce *et al.*, 1990). Los procesos de fusión parcial modifican muchas de las propiedades físicas de la corteza, reducen su resistencia, lo que permite que se acentúe el desacoplamiento entre corteza y manto durante la deformación (e.g., Rutter y Neumann, 1995; Holyoke y Rushmer 2002; Rosenberg y Handy, 2005), o puede promover el flujo dúctil de los niveles profundos de la corteza y su consiguiente delaminación (e.g., Meissner y Mooney, 1998; Beaumont *et al.*, 2004). Dado que los procesos de fusión reducen la densidad global de los dominios en los que se produce la fusión, su aparición aumentará la energía potencial de la columna litosférica, acentuando el ascenso de la superficie topográfica (e.g., Clark y Royden, 2000).

La incidencia de los procesos de fusión parcial en la evolución durante el Mioceno del Dominio de Alborán ha sido descrita y analizada para el basamento metamórfico de la Cuenca Oeste del Mar de Alborán, según los datos del sondeo de ODP, Site 976 por Platt *et al.* (1998) y Soto y Platt (1999). Existen otras evidencias geológicas que demuestran que los procesos de fusión parcial han tenido lugar en la corteza durante la evolución Neógena del Arco de Gibraltar. Por ejemplo, las rocas calco-alcalinas de la provincia volcánica de Béticas orientales contienen xenolitos pelíticos que atestiguan procesos de fusión parcial de la corteza profunda (tasa de fusión ~ 40-55%) hace 9,7-9,1 Ma (Cesare *et al.*, 2003).

Junto con estas observaciones, existen otros indicios de tipo geofísico que avalan la presencia de fundidos en los niveles corticales más profundos (o bien en los más altos del manto) en Béticas. Los datos magnetotelúricos evidencian zonas de alta conductividad que han sido interpretadas como regiones con presencia de fundidos (Carbonell *et al.*, 1998; Pous *et al.*, 1999). La tomografía sísmica muestra también zonas de atenuación sísmica en la base de la corteza (e.g., Calvert *et al.*, 2000a, 2000b; Serrano *et al.*, 2005). Estudios de funciones receptoras en verticales concretas del orógeno han puesto de manifiesto anomalías en el perfil de velocidades que se han atribuido a la presencia de niveles fundidos intra-corticales (Julià *et al.*, 2005).

El modelo térmico de este estudio ha sido implementado para poder valorar bajo qué condiciones pueden ser operativos los procesos de fusión parcial, y en su caso, caracterizar el volumen, distribución y profundidad de los fundidos.

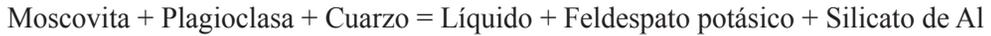
### *Reacciones de fusión parcial*

Para valorar los procesos de fusión parcial se ha utilizado el sistema petrogenético para rocas de composición pelítica (e.g., Spear *et al.*, 1999). Tal y como se ha discutido en varias secciones (ap. 2.4 y 5.2.3), y en consonancia con las propuestas de otros autores (Banda *et al.*, 1993; Carbonell *et al.*, 1998), esta es la composición que mejor se ajusta a las características geofísicas de la corteza profunda en Béticas ( $V_p$ ,  $V_p/V_s$  y  $\rho$  de la corteza profunda). En función de las fases minerales presentes en una metapelita, existe un amplio catálogo de reacciones capaces de generar fundido. Éstas se pueden dividir en dos grandes grupos: (a) fusión de rocas saturadas en agua (normalmente a través del *solidus* granítico) y (b) fusión por deshidratación de minerales con presencia de agua estructural, como los filosilicatos (moscovita y biotita) y a mayor temperatura, los anfíboles. Tomando como referencia estos casos, se han elaborado tres posibles modelos de fusión parcial considerando como fases minerales las más comunes en las rocas pelíticas del Dominio de Alborán. Las condiciones P-T de estas reacciones se han tomado de la expresión algebraica de Gerya y Yuen (2003), que resulta idéntica a la solución aportada en las parrillas petrogenéticas o las calculadas mediante las bases termodinámicas (e.g., Spear, 1993).

(a) Fusión de granitos bajo condiciones saturadas en H<sub>2</sub>O. Esta reacción es conocida como el “*solidus* saturado en agua” o el “*solidus* granítico”. El cálculo de este tipo de fusión en el campo P-T se ha realizado utilizando el *solidus* granítico saturado en H<sub>2</sub>O propuesto por Johannes y Holtz (1996) (reacción 1, Figura 5-18). Dentro de los sistemas ricos en cuarzo, esta

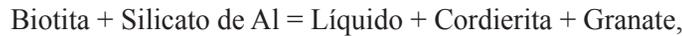
es la reacción que produce fundido a menor temperatura (~ 650-700 °C). No obstante requiere de dos condiciones petrológicas que se pueden considerar extremas: la composición cortical debe ser la de un granito y el sistema debe estar saturado en agua.

(b) Fusión incongruente de pelitas mediante la deshidratación de moscovita. La fusión parcial de una roca metapelítica se realiza aquí sin aporte externo de agua, sino por descomposición de un filosilicato como la moscovita. La reacción de deshidratación de moscovita aquí considerada ha sido:

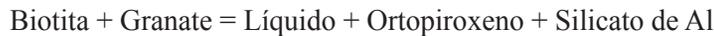


Dadas las condiciones P-T de esta reacción (reacción 2, Figura 5-18), para que se produzca este tipo de fusión deben superarse los 700 °C.

(c) Fusión incongruente de pelitas mediante la deshidratación de biotita. Tal y como se ha demostrado experimentalmente, esta reacción de fusión genera en cualquier metapelita un volumen mayor de fundido que el desarrollado a partir de la descomposición de la moscovita (e.g., Johannes y Holtz, 1996). Esta reacción tiene un punto invariante situado a ~ 0,8 GPa, lo que determina que a menor presión la reacción sea:



mientras que a mayor presión es:



(reacción 3, Figura 5-18). Esta reacción requiere temperaturas que superen los 750-800 °C.

En un gráfico P-T, los procesos de fusión parcial se producen de manera escalonada, a medida que la geoterma interseca las diferentes reacciones que conllevan generación de fundido. Además, los volúmenes de fundido que genera cada reacción son diferentes. Por ejemplo, la reacción de deshidratación de moscovita puede llegar a generar un 40% en volumen de líquido entre los 750 °C y los 800 °C (a 1,0 GPa de presión), mientras que la reacción de deshidratación de biotita en esas condiciones produciría una cantidad más pequeña (~ 6-16% en volumen) (e.g., Le Breton y Thompson, 1988). Aunque durante la fusión parcial, el volumen de fundido que se va generando aumenta de manera escalonada con la temperatura (e.g., Patiño-Douce *et al.*, 1990); se ha utilizado un incremento lineal de la tasa de fusión parcial con la temperatura, tal y como propone Gerya y Yuen (2003). La fracción volumétrica de fundido ( $X_L$ ) se calcula según la diferencia de temperatura entre la del *solidus* de cada modelo ( $X_L = 0$ ) y la del *liquidus* granítico ( $X_L = 100$ ):

$$X_L = \frac{T_z - T_{\text{solidus}}}{T_{\text{liquidus}} - T_{\text{solidus}}} \times 100 \quad [5-27]$$

En la Figura 5-18 se ilustra esta relación para el caso de la fusión por deshidratación de la moscovita, reacción (2).

La geoterma continental en dominios con fusión parcial se ha calculado considerando que la densidad total efectiva ( $\rho_{ef}$ ) está controlada por la densidad de la corteza en estado sólido ( $\rho_{sólido}$ ), la densidad del fundido granítico ( $\rho_{fundido}$ ) y la tasa de fusión parcial ( $X_L$ ):

$$\rho_{ef} = \rho_{sólido} + X_L (\rho_{fundido} - \rho_{sólido}) \quad [5-27]$$

Se ha utilizado una densidad constante para el fundido granítico ( $2400 \text{ kg m}^{-3}$ ), que está dentro de los valores estimados experimentalmente ( $\rho_{fundido} = 2338\text{-}2460 \text{ kg m}^{-3}$ ; Lange y Carmichael, 1987; Clemens *et al.*, 1997; Lange, 1996; Ferri *et al.*, 2007) en condiciones P-T similares a las estimadas para la corteza profunda en Béticas ( $700 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $0,7\text{-}0,8 \text{ GPa}$ ; i.e.,  $\approx 26\text{-}30 \text{ km}$ ).

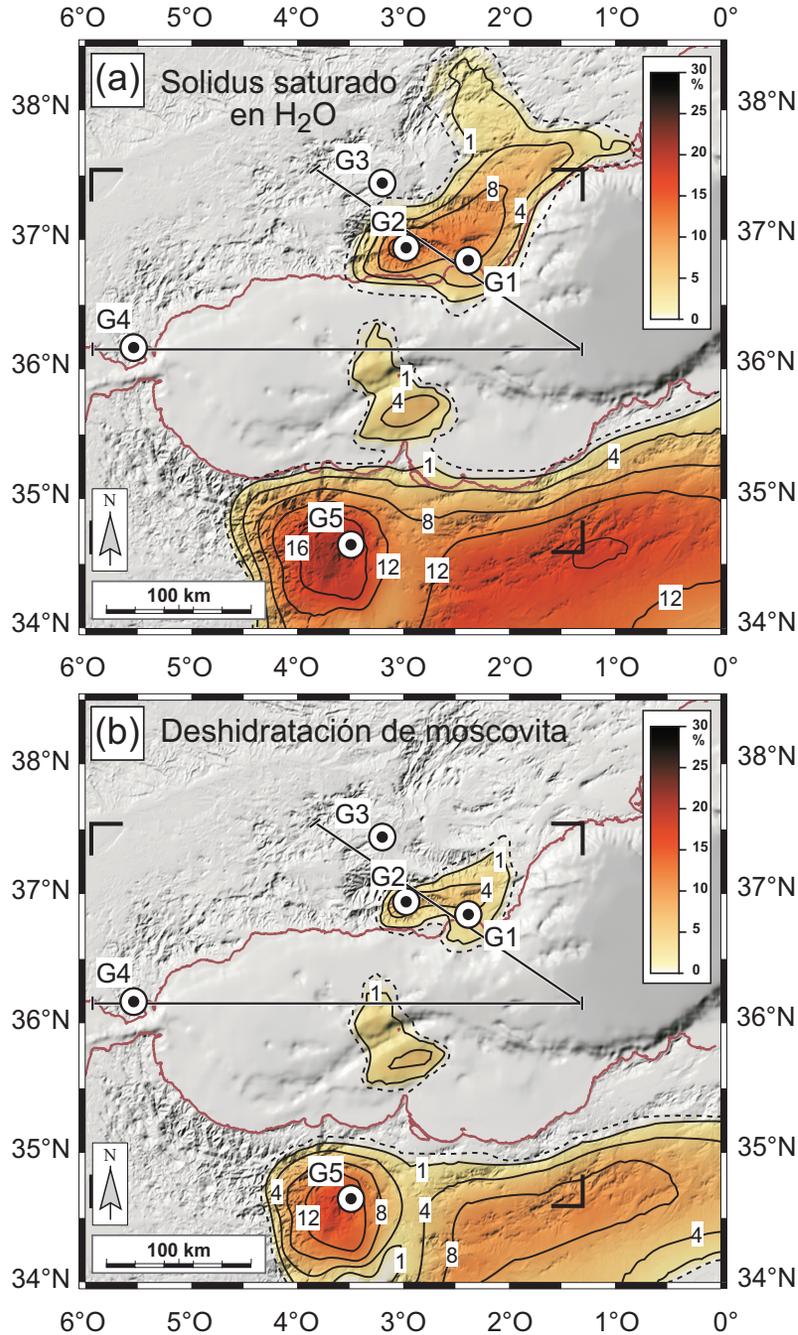
### *Dominios con fusión parcial en el Arco de Gibraltar*

La distribución de temperaturas obtenida para el Arco de Gibraltar (cf. Figura 5-17), combinada con las condiciones P-T de las tres reacciones de fusión parcial consideradas (cf. Figura 5-18), permite estimar las regiones de corteza dónde se pueden alcanzar condiciones de fusión, la profundidad a la que se inicia y el volumen máximo de líquido (que siempre se alcanza en la Moho). Estos resultados se muestran tanto en las secciones corticales cuya estructura térmica se comentó anteriormente (ap. 5.3; Figura 5-19), como en los mapas de la Figura 5-20. En éstos últimos se representa tanto el perímetro de la región en cuya base se inician los procesos de fusión parcial, como las líneas de contorno de igual volumen de fusión parcial. Esta tasa se representa según la mitad de  $X_L$  en la Moho, dado que en cualquier columna de corteza con fusión, el volumen medio de fundido corresponde con la mitad del valor máximo de  $X_L$ .

De acuerdo con el modelo térmico en el Arco de Gibraltar se pueden alcanzar condiciones de fusión parcial sólo con el *solidus* granítico o con la reacción de deshidratación de moscovita (reacciones 1 y 2, respectivamente; Figura 5-18). En ambos casos (Figura 5-20a y 5-20b), estas regiones con presencia de fundido definen dominios lenticulares de geometría biconvexa, limitados superiormente por la superficie P-T definida por las condiciones del *solidus*, e inferiormente por la superficie de la Moho (cf. Figura 5-19b).

Los modelos de fusión a través del *solidus* granítico y a través de la deshidratación de la moscovita coinciden en delimitar tres regiones discretas en las que tendrían lugar los procesos de fusión parcial. Estas áreas son: Béticas centrales y orientales, la zona central de Alborán y la región emergida del Norte de África al Este del meridiano  $4,5^\circ\text{O}$  (Figura 5-20).

La fusión parcial según el *solidus* granítico saturado en agua dibuja una región más amplia que el modelo de fusión con moscovita. En Béticas, el dominio con fusión parcial afecta a la corteza profunda de Béticas orientales y su prolongación hacia el NE, describiendo en planta un óvalo alargado en la dirección NE-SO (Figura 5-20a). Las tasas máximas de fusión parcial se alcanzan coincidiendo con la región topográfica más elevada (Sierra Nevada), entre la línea de costas y el paralelo  $37,5^\circ\text{N}$ . Aquí la tasa media de fusión parcial oscila entre el 8-12% (geo-



**Figura 5-20.** Regiones con fusión parcial en los niveles inferiores de la corteza en el Arco de Gibraltar. (a) Fusión mediante el *solidus* granítico saturado en agua. (b) Fusión mediante la deshidratación de moscovita. Las líneas de contorno indican la tasa media de fusión parcial alcanzada en las distintas regiones de la corteza profunda (% en volumen). Las líneas discontinuas marcan el inicio de la fusión parcial. Los mapas indican la posición de las geotermas de la Figura 5-18 y de las secciones corticales de la Figura 5-19. La base topográfica está construida con el modelo digital de elevaciones SRTM (NASA-USGS) y la batimetría de GEBCO 1997 (IOC-IHO).

terma 2; Figura 5-18). Hacia el Norte, la tasa de fusión parcial disminuye hasta un 4% en el límite entre el Dominio de Alborán y el Dominio Sudibérico (Figura 5-20a). En la región central de Alborán se alcanzan condiciones de fusión (hasta ~4%) en un dominio con orientación NNO-SSE que se extiende al N y S de la Cresta de Alborán. En el margen Sur de Alborán, en la región del antepaís africano, la fusión cortical describe una región amplia desde el Este del Rif hasta el meridiano 0°, ya en el antepaís del Tell. Este dominio discurre paralelo a la línea de costas y queda confinado en la región emergida, alcanzándose tasas de fusión parcial >8% y localmente hasta un 18-20% (geoterma G5; Figura 5-18).

En virtud de las características geofísicas expuestas, la fusión mediante la deshidratación de moscovita representa un modelo más plausible, dado que por otro lado difícilmente puede sostenerse el que la corteza profunda tenga una composición granítica. Este modelo de fusión parcial delimita tres regiones en el arco (Figura 5-20b). Aunque coinciden con las establecidas por el modelo de fusión anterior, su extensión es mucho más reducida. En Béticas, el dominio con fusión parcial de la corteza se halla restringido al extremo SE del margen emergido en Béticas orientales; coincidiendo con el principal afloramiento de rocas volcánicas de edad Neógeno (Cabo de Gata) y con las principales elevaciones montañosas de la región (terminación oriental de Sierra Nevada y Sierra de Gádor). Las tasas de fusión parcial en este dominio alcanzan valores máximos de 4-6% (geotermas G1 y G2; Figura 5-18). En la región central de Alborán, el dominio cortical con fusión parcial alcanza una tasa máxima de 4% al SE de la Cresta de Alborán, aunque los límites de este dominio se extienden hacia el NNO, alcanzando la región de los altos volcánicos al Este de Djibouti. De manera análoga al modelo previo, en el margen Sur se localiza una amplia región que se extiende desde el meridiano ~4,5°O hasta 0°, paralelo a la costa y bajo el Tell. En la mayor parte de esta región las tasas de fusión parcial superan el 4%, y localmente, al Sur de Alhoceima, se alcanza una tasa máxima del 12%. Estos resultados coinciden con una de las principales anomalías térmicas del Norte de África (e.g., Nyblade *et al.*, 1996) y con un dominio NE-SO de ascenso astenosférico descrito recientemente en el Atlas y que se podría prolongar hacia Alborán (Zeyen *et al.*, 2005).

## **5.5 RESULTADOS**

La estructura cortical y litosférica del Arco de Gibraltar, además de la distribución de temperaturas en la litosfera, ha sido reconstruida de acuerdo con el método originalmente propuesto por Lachenbruch y Morgan (1990). Este método invierte el patrón de flujo de calor regional y reproduce la elevación observada. Las variables empleadas han sido validadas según los diferentes observables geofísicos disponibles en la región. La región analizada se ha dividido según una malla regular de 134 x 82 nodos (que cubren el área comprendida entre 6°O-0° y 34°-38,5°N), para cada uno de los cuales se ha reconstruido su geoterma bajo condiciones estacionarias, buscándose de manera iterativa la configuración litosférica capaz de reproducir la elevación observada.

Los espesores cortical y litosférico obtenidos mediante este método, son consistentes con los datos de sísmica de refracción y otros modelos basados en métodos geofísicos de diversa índole (e.g., Banda *et al.*, 1993; Torne *et al.*, 2000). Según este modelo, el espesor de la corteza varía entre 8 km en la Cuenca Argelina y más de 36 km en Béticas centrales. En la Cuenca de Alborán la corteza tiene un espesor medio de 18 km, que disminuye hasta 14 km en su extremo oriental ( $\sim 1,5^\circ$ ). Desde la Cuenca de Alborán, hacia Béticas y Rif se produce un engrosamiento de la corteza que supera siempre los 30 km bajo los márgenes emergidos. Los máximos gradientes de engrosamiento se disponen siguiendo el contorno de la línea de costas. Bajo el Estrecho de Gibraltar la corteza alcanza 30-32 km. En el Rif la corteza tiene un espesor máximo de 34 km.

Considerando la isoterma de  $1350^\circ\text{C}$  como la base de la litosfera térmica, se ha elaborado un modelo de espesor litosférico para el Arco de Gibraltar, según el cual, en la Cuenca Argelina la litosfera se adelgaza hasta los 40-45 km. Al Oeste del meridiano  $4,5^\circ$  se produce un engrosamiento generalizado de la litosfera bajo el arco, alcanzando un máximo de 135 km bajo el Estrecho de Gibraltar. Este bulbo litosférico se prolonga hacia el NE bajo el Dominio Sudibérico, atenuándose progresivamente hacia el NE hasta alcanzar un espesor de 95 km. En Béticas centrales y orientales, la litosfera se adelgaza hacia el SE, desde 95 km hasta 55-60 km. Al Este del Rif y hacia el Tell, la litosfera tiene un espesor aproximadamente constante de 55-65 km.

Los altos gradientes de espesor cortical y flujo térmico superficial que se registran en la zona conllevan una estructura térmica de la corteza con notables variaciones. Esta conclusión se pone especialmente de manifiesto en la distribución de temperaturas en la base de la corteza. En la superficie de la Moho se reconocen dos regiones frías ( $\leq 450^\circ\text{C}$ ); una bajo la Cuenca Oeste de Alborán y el entorno del Estrecho de Gibraltar, y la otra en la Cuenca Argelina, coincidiendo con la región de menor espesor cortical. La región en la que la Moho alcanza temperaturas mayores ( $> 700^\circ\text{C}$ ) coincide con los principales afloramientos de rocas volcánicas de edad Neógeno y Cuaternario, tanto en Béticas orientales como en el margen Sur, al Este del meridiano  $\sim 4,5^\circ$ , dónde el antepaís africano del Rif y el Tell queda próximo a la línea de costas.

Las altas temperaturas estimadas para la base de la corteza permiten que se alcancen condiciones de fusión parcial propias de composiciones pelíticas, constituyendo dominios lenticulares en la corteza profunda. Las condiciones de fusión parcial se han estimado para tres reacciones (o *solidus*) claves en sistemas pelíticos (e.g., Spear, 1993; Johannes y Holtz, 1996; Spear *et al.*, 1999): (1) el *solidus* granítico saturado en  $\text{H}_2\text{O}$ , (2) la fusión por deshidratación de moscovita y (3) la fusión por deshidratación de biotita. Cuando cualquier geoterma del modelo alcanza una de estas reacciones de fusión se calcula su prolongación hasta la Moho, considerando las variaciones de densidad que conlleva el proceso de fusión parcial. Los volúmenes de líquido generados son estimados siguiendo el modelo de Gerya y Yuen (2003), que establece una relación lineal entre las reacciones de *solidus* y el *liquidus*. En la corteza profunda del Arco de Gibraltar se alcanzan condiciones de fusión parcial según dos de las reacciones de *solidus* consideradas, granítico saturado en  $\text{H}_2\text{O}$  y fusión incongruente por deshidratación de moscovita (e.g., Figura 5-18).

Según el *solidus* granítico saturado en H<sub>2</sub>O, las regiones susceptibles de albergar procesos de fusión parcial se localizan en Béticas orientales, en el entorno de la Cresta de Alborán y en el margen Sur de Alborán, por la región del antepaís africano. Las tasas medias de fusión parcial alcanzan valores máximos de 20% en volumen en los niveles inferiores de la corteza al Sur y de 8-12% en Béticas orientales. En la zona central de Alborán se alcanzan tasas máximas de 4-6%.

Sin embargo, los procesos de fusión parcial en la corteza de la región deben de tener lugar bajo otras condiciones. Dado que por sus características geofísicas, la corteza profunda no tiene aquí una naturaleza granítica y que según la evolución geológica de la región se estima que los procesos de fusión cortical han tenido lugar previamente (al menos durante el Mioceno), las reacciones de fusión más plausibles pasan a ser las de deshidratación de minerales como la moscovita y la biotita. De hecho, varias de las regiones descritas anteriormente para el *solidus* granítico alcanzan también la fusión por deshidratación de la moscovita. Las tasas de fusión parcial en estos casos son obviamente más reducidas, alcanzándose un 4-6% en Béticas orientales, 4% en el entorno de la Cresta de Alborán y 12% en la región africana del antepaís, al Este del Rif y por el Tell.

La presencia de dominios de corteza profunda con fusión, aunque sea en pequeñas cantidades, modifica necesariamente sus propiedades físicas, reduciéndose la  $V_p$  media (Carbonell *et al.*, 1998; Julià *et al.*, 2005; Ferri *et al.*, 2007) y en menor medida la densidad cortical (Zappone *et al.*, 2000). Estos aspectos y otros conexos serán valorados conjuntamente en el capítulo de discusión (ap. 7.1) de esta tesis.

# 6

---

## MODELO REOLÓGICO

La observación de microestructuras en rocas deformadas de manera natural atestigua la presencia de un amplio abanico de mecanismos de deformación intracristalina; desde procesos cataclásticos como fracturas y deslizamiento friccional (“*frictional sliding*”) hasta procesos de deformación plástica como maclado, “*creep*” de dislocación y disolución por presión. Las observaciones de campo, los estudios microestructurales en rocas deformadas, los experimentos en laboratorio y las teorías de resistencia de materiales sugieren que, a medida que aumenta la temperatura y la presión, la deformación plástica evoluciona hacia un incremento de la plasticidad cristalina, desarrollándose progresivamente flujo por difusión, recristalización y finalmente flujo de material parcialmente fundido. En el mismo sentido, los procesos de fractura y deslizamiento friccional tienden a desaparecer; aunque si se produce un aumento drástico de la presión de fluidos, pueden tener lugar también a alta temperatura (Brace, 1972; Dell’Angelo y Tullis, 1988; Davidson *et al.*, 1994). El cambio paulatino en los mecanismos de deformación intracristalina conlleva además, un cambio drástico en la apariencia macroscópica de las rocas deformadas.

## 6.1 FUNDAMENTOS

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 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 exponencial que está gobernada por las leyes de flujo dúctil y cuya magnitud depende de su composición y temperatura (e.g. Goetze, 1978; Kirby, 1983).

### 6.1.1 Deformación frágil

Tal y como se ha demostrado experimentalmente, la resistencia de las rocas a la fractura está controlada fundamentalmente por la presión efectiva en la falla, siendo prácticamente independiente de la temperatura o la velocidad de deformación (Byerlee, 1978). Esta observación es conocida como la Ley de Byerlee. De acuerdo con esta ley, y salvo para algunos minerales como las arcillas expansivas, el esfuerzo de cizalla ( $\tau_s$ ) necesario para que comience el deslizamiento friccional se puede relacionar con el esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) al plano de fractura según la expresión:

$$\tau_s = \mu_f \sigma_n + C \quad [6-1]$$

donde  $\mu_f$  es el coeficiente de fricción y  $C$  es el parámetro de resistencia cohesiva. Los experimentos de Byerlee (1978) analizaron estos procesos y pusieron de manifiesto que las leyes que gobiernan la fricción son independientes del tipo de roca, demostrándose que siguen las siguientes relaciones empíricas:

$$\tau_s = 0,8\sigma_n \quad \sigma_n < 200MPa \quad [6-2a]$$

$$\tau_s = 50 + 0,6\sigma_n \quad \sigma_n \geq 200MPa \quad [6-2b]$$

La extrapolación de la ley de Byerlee a la naturaleza suele darse según los esfuerzos principales y debe contemplar, además, el papel de la presión interna de fluidos (e.g., Brace y Kohlstedt, 1980; Kohlstedt *et al.*, 1995):

$$\sigma_1 - P_p \approx 4,9(\sigma_3 - P_p) \quad \sigma_3 - P_p < 100MPa \quad [6-3a]$$

$$\sigma_1 - P_p \approx 3,1(\sigma_3 - P_p) + 210 \quad \sigma_3 - P_p \geq 100MPa \quad [6-3b]$$

$P_p$  es la presión de fluidos en poro. Cuando es de tipo hidrostático, sería igual a  $\rho_f g z$ , siendo  $\rho_f$  la densidad del fluido.

En la litosfera se suele asumir que uno de los esfuerzos principales es vertical y equivale a la presión litostática:

$$\sigma_v = \rho g z \quad [6-4]$$

siendo  $\rho$  la densidad de la columna de roca suprayacente,  $g$  la aceleración de la gravedad y  $z$  la profundidad. En el caso de fractura mediante fallas normales,  $\sigma_v = \sigma_1$  y cuando lo es por fallas inversas,  $\sigma_v = \sigma_3$ .

En los cálculos reológicos la ley de Byerlee se suele simplificar a:

$$\sigma_d = B z \quad [6-5]$$

donde  $\sigma_d$  de la resistencia de la corteza a la fractura frágil y  $B$  es una constante (16 kPa m<sup>-1</sup> para tensión y 40 kPa m<sup>-1</sup> para compresión).

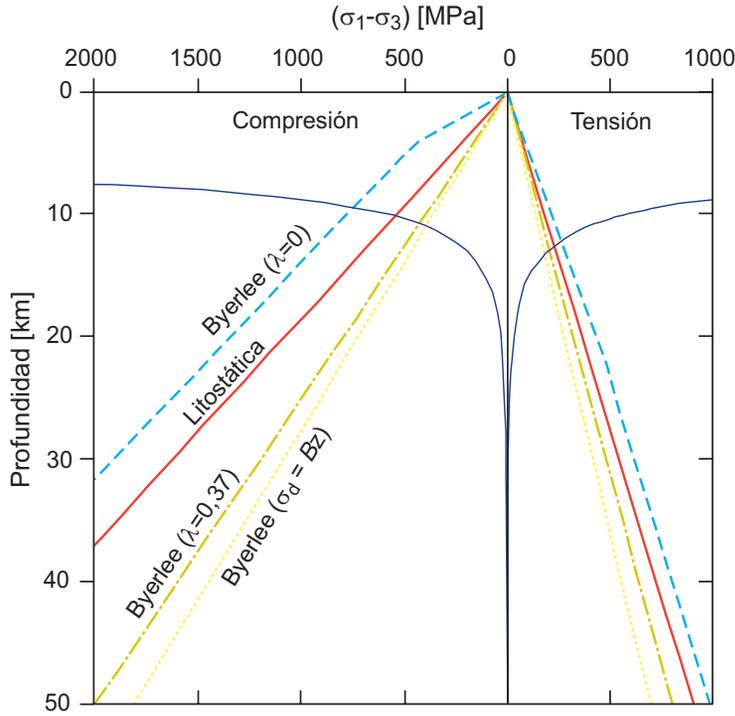
La Ley de Byerlee, también puede expresarse en términos de la teoría de fractura de Anderson (Anderson, 1951; Sibson, 1974):

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \alpha \rho g z (1 - \lambda) \quad [6-6]$$

donde  $\alpha$  es un parámetro que depende del tipo de falla y  $\lambda$  es la razón presión de fluidos: presión litostática. Para un coeficiente de fricción de 0,75, el parámetro  $\alpha$  toma valores de 3, 1,2 y 0,75 para un régimen de falla inversa, salto en dirección y falla normal, respectivamente.

La aplicación de la Ley de Byerlee a la naturaleza, presupone dos aspectos fundamentales: (a) que la litosfera tiene fracturas previas y (2) que estas fracturas tienen una orientación favorable para que en ellas se produzca deslizamiento friccional. Fuera de estas condiciones, esta ley tenderá a proporcionar un valor mínimo de resistencia para la corteza. Debe tenerse en cuenta, además, que la presión de fluidos resultará una de las principales incógnitas cuando se intente estimar la resistencia frágil de la litosfera, dado que este dato, cuando está disponible, procede de los primeros kilómetros de la corteza.

En este sentido, se han llevado a cabo diversas medidas de esfuerzos a partir de datos de “*overcoming*” en minas profundas para intentar estimar el papel de la presión de fluidos en la corteza continental. Los resultados en unos casos apuntan hacia una corteza donde los fluidos son irrelevantes ( $\lambda = 0$ , McGarr *et al.*, 1975; McGarr y Gay, 1978; Brace y Kohlstedt, 1980), en otros se sugiere una presión de fluidos de tipo hidrostático ( $\lambda = 0,37$ ). Las observaciones llevadas a cabo en sondeos profundos en la corteza continental apoyan también esta interpretación para la parte más somera de la corteza (Zoback y Townend, 2001; Zoback *et al.*, 2002); mientras que en la corteza profunda la presión de fluidos podría estar muy próxima a la litostática ( $\lambda = 0,9$ ) (Nur y Walder, 1990).



**Figura 6-1.** Comparación entre diferentes criterios de fractura frágil en la corteza. La curva para el comportamiento dúctil es de Lynch y Morgan (1987) para rocas corticales silíceas ([2] en Figura 6-2).  $\rho_c = 2820 \text{ kg m}^{-3}$ ;  $\varepsilon = 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ ;  $q_0 = 60 \text{ mW m}^{-2}$ .

Dada la incertidumbre en la extrapolación de estos modelos de fracturación a todo el rango de presiones y temperaturas de la litosfera, algunos autores defienden que debe asumirse que el estado de esfuerzos inicial de la litosfera es de tipo litostático (e.g., Watts, 2001). Es decir, que las condiciones de fractura deberían ser estimadas considerando el estado de esfuerzos que cabría esperar para un material perfectamente elástico. Este supuesto es consistente tanto con los estudios de propagación de ondas sísmicas, que sugieren un comportamiento elástico de las rocas en la litosfera, como con los datos obtenidos en sondeos continentales profundos, que sugieren que la presión de fluidos está entre 0 (condiciones anhidras) y 0,37 (hidrostática) (Figura 6-1). Asumiendo un estado de esfuerzos inicial para la litosfera de tipo litostático, si el esfuerzo principal es vertical ( $\sigma_1 = \sigma_v = \rho g z$ ), el esfuerzo mínimo principal será

$$\sigma_3 = \sigma_h = \frac{1}{3} \rho g z \quad [6-7]$$

De esta manera, bajo tensión, la expresión que rige la deformación frágil es:

$$\sigma_v - \sigma_h = \sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2}{3} \rho g z \quad [6-8]$$

En el caso de un régimen compresivo, por el contrario, la fractura se produce cuando el esfuerzo compresivo horizontal supera la carga litostática:

$$\sigma_v - \sigma_h = \sigma_3 - \sigma_1 = -2\rho gz \quad [6-9]$$

### 6.1.2 Deformación dúctil

A mayor profundidad, a medida que la presión y la temperatura aumentan, las rocas pasan a tener un comportamiento dúctil. Para cada mineral, dependiendo de las condiciones P-T y de la velocidad de deformación, los mecanismos de deformación dúctil imperantes atienden a tres comportamientos:

(1) Flujo plástico: la deformación se produce por deslizamientos cristalinos a favor de planos cristalográficos preferenciales o bordes de grano. Este mecanismo genera deformaciones permanentes cuando los esfuerzos diferenciales ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) aplicados son elevados.

(2) “*Creep*” por dislocación: se produce a altas temperaturas, cuando éstas son mayores o iguales al 55% de la temperatura de fusión. Dado que la mayoría de los minerales funden a temperaturas entre 400 °C y 1800 °C, este mecanismo explica gran parte de la deformación en la corteza profunda y el manto litosférico. Las altas temperaturas favorecen también otros mecanismos como la difusión atómica y la recristalización; aunque la incidencia de éstos en la litosfera es menor.

(3) “*Creep*” por difusión: se produce cuando las temperaturas superan el 85% de la temperatura de fusión. Estas temperaturas favorecen una rápida difusión y migración de átomos a favor de los gradientes de esfuerzos, lo que favorece que la deformación se vea acompañada de recristalización. Este mecanismo es efectivo en dominios que se encuentran muy próximos a la temperatura del *solidus*, como es el caso de la zona de baja velocidad de la astenosfera.

El estudio de rocas en zonas de cizalla que han desarrollado una marcada orientación preferente o los fenómenos de anisotropía sísmica en las rocas del manto, sugieren que cuando los esfuerzos imperantes son relativamente elevados ( $\geq 10$  MPa), el mecanismo de deformación dominante en la litosfera es el “*creep*” por dislocación (Wenk, 1985; Karato, 1989; Kohlstedt *et al.*, 1995, entre otros muchos). La deformación dúctil en la corteza está entonces gobernada por una función exponencial que se conoce como ecuación de Dorn (“*power-law creep*”). Esta ecuación proporciona los esfuerzos de fractura (o resistencia) en cualquier material que se deforma mediante procesos de dislocación (e.g., Weertman, 1978):

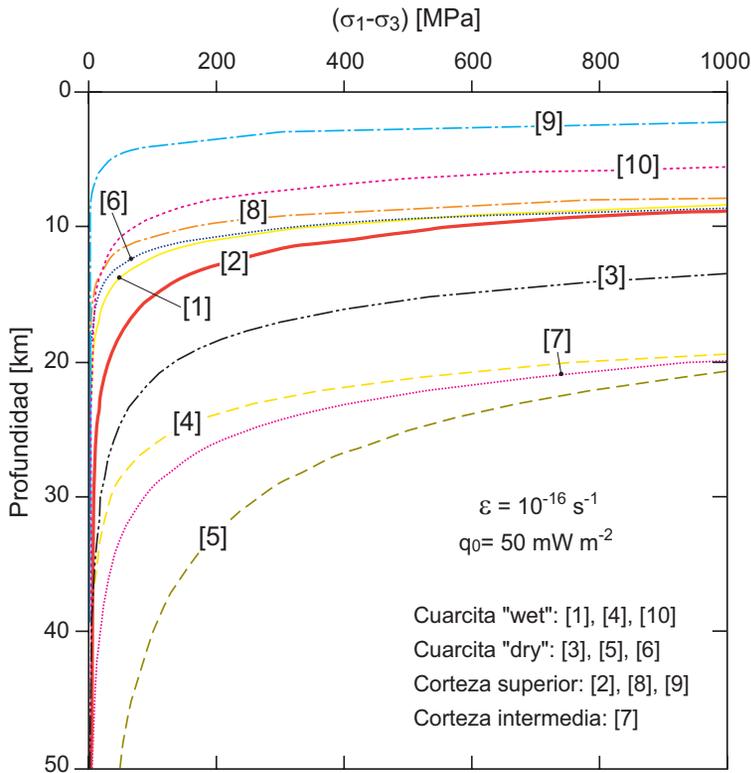
$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{\dot{\epsilon}_0} \right)^{\frac{1}{n}} \exp\left( \frac{Q^* + PV_d}{nRT} \right) \quad [6-10]$$

donde  $\dot{\epsilon}$  es la velocidad de deformación ( $s^{-1}$ );  $\dot{\epsilon}_0$  es la constante de Dorn para el flujo dúctil ( $Pa s^{-1}$ );  $Q^*$  es la energía de activación ( $kJ mol^{-1}$ );  $P$  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 (K). El término  $PV_d$  suele omitirse en cualquier cálculo reológico en la corteza, de esta manera la expresión que rige la deformación dúctil se simplifica a:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{\dot{\epsilon}_0} \right)^{\frac{1}{n}} \exp\left( \frac{Q^*}{nRT} \right) \quad [6-11]$$

En cualquier caso, se ha de tener siempre presente que la deformación dúctil de la litosfera está regida por varios mecanismos de “*creep*”, de los cuales solo el de dislocación es valorado mediante la ecuación [6-10]. Además, existe un amplio catálogo de leyes de “*creep*” determinadas de manera experimental para rocas y minerales mayoritarios en la corteza (Figura 6-2), lo que condiciona fuertemente el valor estimado de los esfuerzos diferenciales en los distintos niveles de la litosfera.



**Figura 6-2.** Ejemplos de leyes experimentales de “*creep*” para distintas composiciones de corteza superior e intermedia. [1] Ranalli (2000); [2] Lynch y Morgan (1987); [3] Gleason y Tullis (1995); [4, 5] Turcotte y Schubert (2002); [6, 7] Behn *et al.* (2002); [8] Braun y Beaumont (1989); [9] Burov y Diament (1995) y [10] Kronenberg y Tullis (1984) (Tabla 6-1). La ley de flujo utilizada en este estudio [2] representa un valor promedio para rocas de naturaleza silícea.

Cuando los esfuerzos son muy elevados, en las porciones frías del manto litosférico, la velocidad de deformación para el flujo plástico aumenta exponencialmente con los esfuerzos. Para describir los procesos de flujo por dislocación que ocurren en estas condiciones se han propuesto numerosas ecuaciones (e.g., Tsenn y Carter, 1987). Por ejemplo, en el caso del olivino, siempre que los esfuerzos sean inferiores a 500 MPa, la deformación dúctil está controlada por la ecuación de Dorn (“ley de flujo dúctil del olivino”). Para esfuerzos mayores y en condiciones de baja temperatura, el mecanismo de Peierls domina los procesos de deformación del olivino (Goetze, 1978; Kameyama *et al.*, 1999):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = A_d \left[ 1 - \left[ \ln \left( \frac{B_d}{\dot{\epsilon}} \right) \frac{RT}{Q_d} \right]^{1/2} \right] \quad [6-12]$$

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.

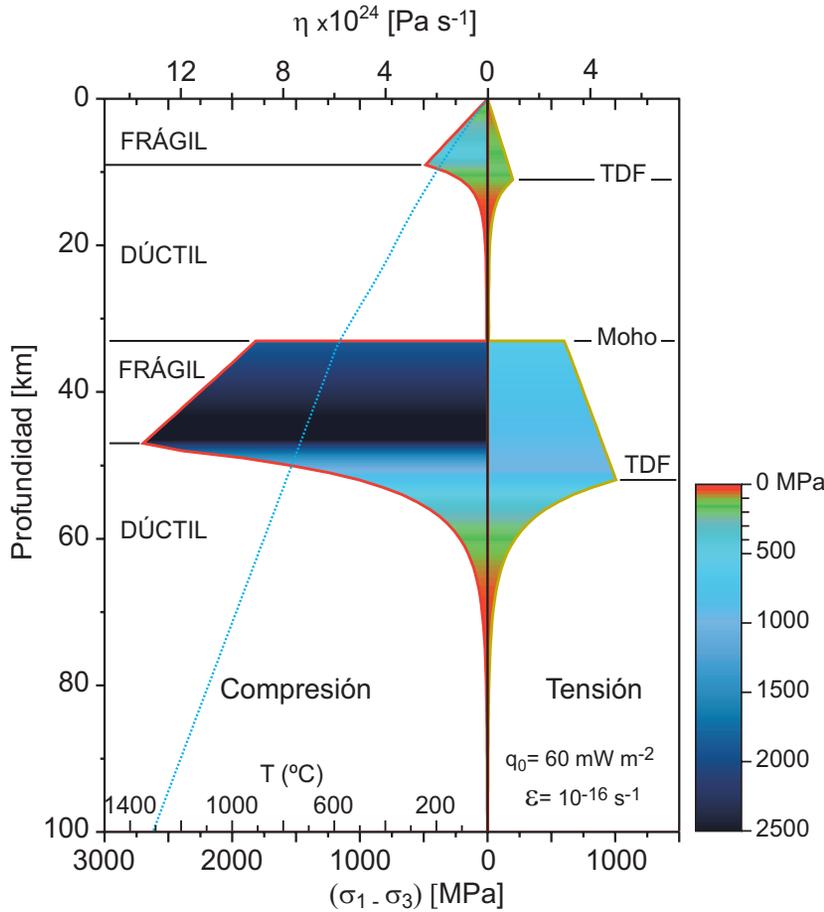
### 6.1.3 La envolvente de resistencia

El límite entre dominios de deformación frágil y deformación dúctil, se define como la transición dúctil-frágil (TDF). En un perfil reológico, la TDF corresponde con la intersección entre las curvas que definen cada uno de estos tipos de deformación. Esta transición suele producirse en la litosfera continental tanto en el seno de la corteza superior como en la parte superior del manto litosférico (véase Figura 6-3). Este relevo (o relevos) en el comportamiento mecánico entre dominios frágiles (caracterizados por la ecuación correspondiente para el deslizamiento friccional) y dominios dúctiles (caracterizados por la ecuación de “creep” o de Dorn [6-10]), establece una estratificación en el comportamiento mecánico de la litosfera (estratificación reológica; según Ranalli, 1997), dependiente de la profundidad, composición y estructura térmica consideradas.

La envolvente de resistencia o resistencia total es el resultado de integrar los esfuerzos de resistencia frágil y dúctil desde la superficie topográfica hasta la base de la litosfera. El valor de la envolvente de resistencia (YSE, “*Yield Strength Envelope*”) permite estimar los esfuerzos diferenciales que puede soportar una litosfera antes de deformarse por flexura (Watts, 2001). El área comprendida por la envolvente es por tanto una medida de la resistencia total de la litosfera, y se expresa como:

$$YSE = \int_{z=0}^{z=h} (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot dz \quad [6-13]$$

Dado que los esfuerzos tienen unidades de Pascales y la profundidad viene expresada en metros, el área bajo la envolvente de resistencia (YSE) tendrá unidades de Pa m o N m<sup>-1</sup>.

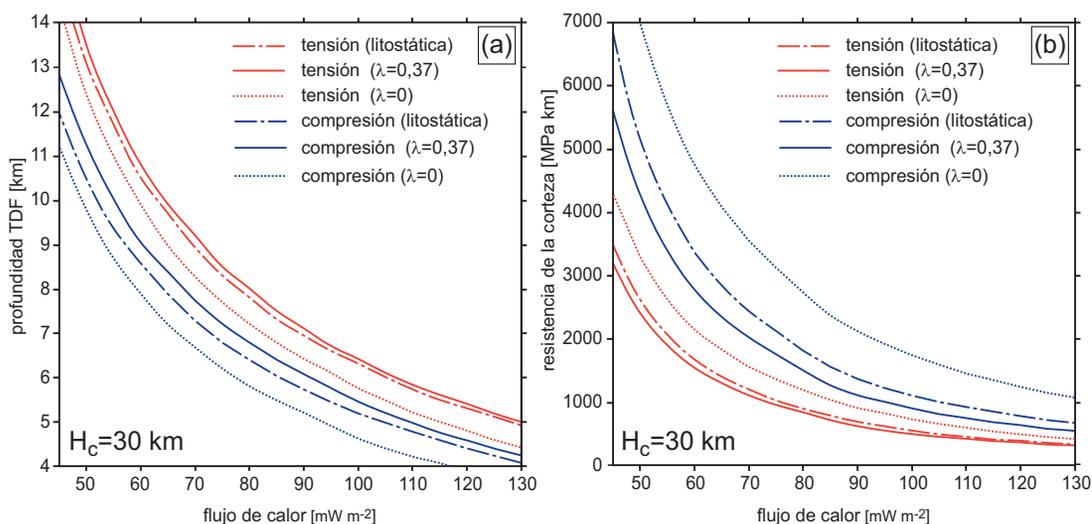


**Figura 6-3.** Ejemplo de perfil reológico para una columna litosférica tipo del Arco de Gibraltar (espesor cortical 32 km, flujo de calor  $60 \text{ mW m}^{-2}$ ,  $\epsilon = 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ ). Las leyes de flujo dúctil y de fractura quedan integradas en un único perfil. El relevo entre dominios frágiles y dúctiles es un punto de inflexión en el perfil de resistencia que marca la posición de las TDF. El flujo dúctil en este diagrama sigue la ley de “*creep*” con los parámetros de Lynch y Morgan (1987) para rocas silíceas en la corteza y para peridotitas en el manto. La curva de deformación frágil viene dada por las ecuaciones [6-7]. La variación de la resistencia de la litosfera con la profundidad y su viscosidad ( $\eta$ ) se pueden relacionar a través de una función lineal (Ranalli, 1995). La línea discontinua representa la correspondiente geotermia.

Como se ha mencionado, los parámetros implicados en la construcción de la envolvente de resistencia son muy diversos y su valor -en la mayor parte de los casos- también posee un rango de variación importante. A la vista de las limitaciones del modelo reológico y su incertidumbre, se ha optado por asumir una serie de simplificaciones que minimizan la incidencia de algunas variables que aún no están bien establecidas en la región estudiada. Para valorar como varía la posición de la TDF y la resistencia de la corteza según las leyes de fractura (Figura 6-1) se ha realizado la parametrización que se ilustra gráficamente en la Figura 6-4a. La incidencia de estas leyes en la profundidad de la TDF es máxima para valores bajos de flujo de calor, tanto para un caso en tensión como para uno en compresión. Las diferencias mayores, para un

mismo valor de flujo de calor y régimen de esfuerzos y un conjunto de parámetros reológicos, vienen dadas por la ecuación de Byerlee para una presión de fluidos nula ( $\lambda=0$ ) e hidrostática ( $\lambda=0,37$ ). A la vista de estas relaciones, las variaciones en la profundidad de la TDF, bajo un mismo régimen de esfuerzos, varían como máximo  $\sim 1$  km.

No obstante la repercusión que la ley de deformación frágil escogida puede tener sobre la resistencia total de la corteza (o litosfera) es ciertamente mayor (Figura 6-4b). En este caso, el régimen de esfuerzos van a ser determinantes para el valor de resistencia obtenido y el modelo de fractura elegido. Estas diferencias se acentúan a medida que los valores de flujo de calor son más bajos. Por ejemplo, para una corteza gobernada por la ley de Byerlee con  $\lambda=0$ , frente a un modelo con  $\lambda=0,37$ , las diferencias en la resistencia de la corteza pueden variar desde 400 MPa km para un flujo de calor de  $120 \text{ mW m}^{-2}$ , hasta 2800 MPa km para un flujo de calor de  $50 \text{ mW m}^{-2}$ . Asumir un estado de esfuerzos litostático (ecuación [6-7]) para la litosfera supone un situación intermedia entre los anteriores casos ( $\lambda=0$  y  $\lambda=0,37$ ) (Figura 6-4).

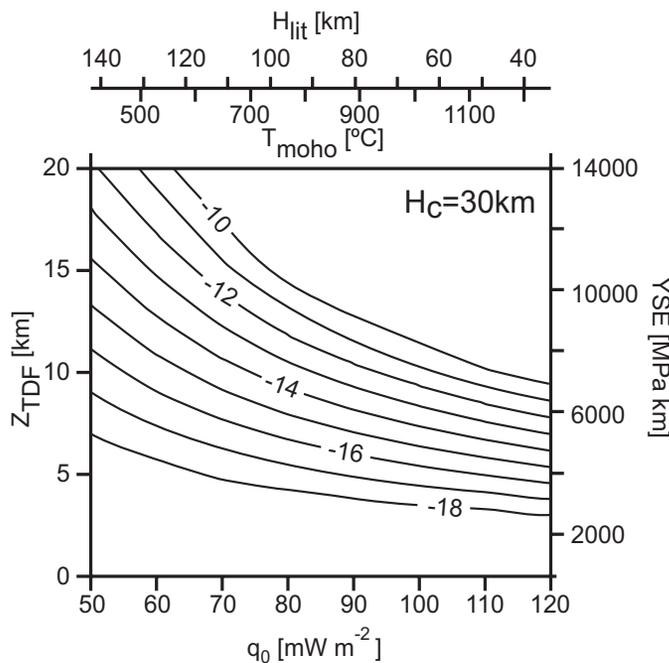


**Figura 6-4.** Incidencia de las leyes de fractura (Byerlee  $\lambda=0$ , Byerlee  $\lambda=0,37$ , litostática) en (a) la profundidad de la TDF y (b) la resistencia total de la corteza (YSE) en función del flujo de calor y el régimen de esfuerzos, para una región con velocidad de deformación constante ( $\epsilon = 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ ) y un espesor cortical de 30 km.  $\rho_c = 2820 \text{ kg m}^{-3}$

Los perfiles de resistencia son especialmente sensibles a la velocidad de deformación y a la distribución de temperaturas, más que a la selección de las leyes de deformación frágil y dúctil. Para ilustrar estas relaciones se ha elaborado la Figura 6-5. El diagrama muestra como varía la profundidad de la TDF y la resistencia total de la corteza en función de la estructura térmica de la litosfera (representada aquí por el flujo térmico, la temperatura de la Moho y el espesor litosférico) para una corteza de 30 km de espesor y velocidades de deformación que varían

entre  $10^{-10} \text{ s}^{-1}$  y  $10^{-18} \text{ s}^{-1}$ . Este intervalo de velocidades de deformación comprende los valores comúnmente usados en los modelos reológicos ( $10^{-14}$ - $10^{-16} \text{ s}^{-1}$ ) (e.g., Ranalli, 2000; Jackson, 2002; Ellis y Stöckhert, 2004; Cloetingh *et al.*, 2005) y los valores estimados en milonitas ( $1 \times 10^{-15}$  -  $8 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ ) (e.g., Müller *et al.*, 2000).

Para un flujo de calor constante, un incremento de la velocidad de deformación conlleva un aumento de la profundidad de la TDF y el consiguiente incremento de la resistencia total de la corteza. En caso de que la velocidad de deformación se mantenga constante (e.g.,  $\epsilon = 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ ), las regiones con flujo de calor alto favorecen un adelgazamiento del dominio cortical frágil y una reducción de la resistencia de la corteza. En este sentido, un incremento de  $20 \text{ mW m}^{-2}$  en regiones con bajo flujo de calor ( $50$  a  $70 \text{ mW m}^{-2}$ ) implicaría una variación de la profundidad de la TDF de  $\sim 4 \text{ km}$ ; mientras que en regiones con alto flujo de calor ( $90$  a  $100 \text{ mW m}^{-2}$ ) la TDF modificaría su posición en menos de  $1 \text{ km}$ . Estas variaciones son comparables a las del manto litosférico, y afectan por tanto a la resistencia, tanto cortical como la global de la litosfera. De acuerdo con esto, en las regiones con altos valores de flujo de calor la corteza (y también la litosfera) es menos resistente y este efecto se acrecienta cuando hay una velocidad de deformación alta (e.g., terremotos).



**Figura 6-5.** Relaciones entre la profundidad de la transición dúctil-frágil ( $Z_{TDF}$ ) y la resistencia cortical total ( $YSE$ ) con la estructura térmica (expresada en términos de flujo de calor superficial,  $q_0$ ) para distintos valores de velocidad de deformación ( $\text{Log}_{10} \epsilon, \text{ s}^{-1}$ ). El cálculo corresponde a una corteza continental de  $30 \text{ km}$  de espesor bajo un régimen en compresión. El espesor litosférico ( $H_{lit}$ ) y la temperatura de la Moho ( $T_{moho}$ ) se han calculado aplicando las ecuaciones de conducción de calor descritas en el Capítulo 5. Se ha utilizado la ley de "creep" de Lynch y Morgan (1987) para rocas silíceas en la corteza y la ley de fractura dada por la ecuación [6-7].  $\rho_c = 2820 \text{ kg m}^{-3}$ .

## 6.2 DATOS DEL MODELO

El modelo reológico que a continuación se describe está construido sobre el modelo térmico de la litosfera expuesto previamente (Capítulo 5). La distribución de temperaturas bajo el Arco de Gibraltar es utilizada con las leyes de flujo dúctil en la litosfera.

De acuerdo con las observaciones geofísicas, y en función de la discusión planteada previamente acerca de la naturaleza de la corteza profunda en Béticas (ap. 2.4), se ha asumido que la composición más apropiada para caracterizar la corteza del Arco de Gibraltar es una corteza rica en cuarzo. Se ha considerado una densidad media de la corteza de  $2820 \text{ kg m}^{-3}$  (ap. 5.2.3) y una densidad media de los sedimentos para la Cuenca de Alborán, la Cuenca Argelina y la Cuenca del Guadalquivir de  $2400 \text{ kg m}^{-3}$  para sedimentos a menos de  $4000 \text{ m}$  de profundidad y  $2500 \text{ kg m}^{-3}$  para sedimentos a mayor profundidad (ap. 5.2.2). En el manto, la densidad se asume dependiente de la temperatura (ap. 5.1.3, ecuación [5-24], Lachenbruch y Morgan, 1990) (Tabla 6-2).

Para caracterizar el comportamiento frágil en la litosfera, se han valorado las diversas aproximaciones teóricas y experimentales existentes. Es común aplicar la ley de Byerlee para calcular la resistencia de los dominios frágiles de la corteza. No obstante, esta ley de deformación está basada en datos experimentales y su extrapolación al rango de presiones y temperaturas registradas en la litosfera, acarrea una gran incertidumbre. A esto se une el desconocimiento del papel de la presión de fluidos en la litosfera (e.g., McGarr *et al.*, 1975; Brace y Kohlstedt, 1980; Nur y Walder, 1990; Zoback y Townend, 2001).

Dado que no existen valores regionales de presión de fluidos en el entorno del Arco de Gibraltar y considerando la incertidumbre en su extrapolación a mayores profundidades, se ha optado por una aproximación sencilla de la litosfera asumiendo un estado inicial de esfuerzos de tipo litostático (Watts, 2001; ecuaciones [6-7] a [6-9]). De esta manera el valor de resistencia para el dominio frágil de la corteza es intermedio entre los distintos valores de presión de fluidos propuestos para la corteza en base a datos experimentales ( $\lambda=0,37$  y  $\lambda = 0$ ). Además, la incidencia en la profundidad de la TDF respecto a otras leyes de fractura es mínima ( $< 1 \text{ km}$ ) (cf. Figura 6-4).

La elección de los valores empíricos de los parámetros de “creep” ( $\epsilon_0$ ,  $Q^*$  y  $n$  en la ecuación [6-11]) son determinantes en los resultados del modelo reológico. Existen multitud de determinaciones experimentales de estos parámetros para rocas y minerales de la litosfera (cf. Figura 6-2 y Tabla 6-1), demostrándose que tanto la composición como la presencia de fluidos condicionan fuertemente sus valores. De acuerdo con el modelo de densidades seleccionado, se ha optado por utilizar los parámetros propuestos por Lynch y Morgan (1987) para rocas silíceas, como composición apropiada para calcular el comportamiento dúctil de la corteza (Tabla 6-2). Estos parámetros son valores promedio representativos de los distintos tipos de rocas y minerales que están presentes en la corteza (Tabla 6-1), y son probablemente los más idóneos para la región ya que representan un valor intermedio entre las distintas leyes de flujo propues-

tas para rocas y minerales de la corteza superior e intermedia (cf. Figura 6-2). El flujo dúctil en los dominios con grandes espesores de sedimentos se ha valorado utilizando los parámetros propuestos por Ranalli (2000) para el cuarzo “wet” (Tabla 6-2).

**Tabla 6-1.** Parámetros reológicos comúnmente usados en la litosfera.

	$\epsilon_0$ [MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> ]	$n$	$Q^*$ [kJ mol <sup>-1</sup> ]	Referencias
<b>CORTEZA</b>				
Cuarcita	1,2 x10 <sup>-24</sup>	3,0	92	Heard y Carter (1968)
Cuarcita	1,1 x10 <sup>-4</sup>	4,0	223	Gleason y Tullis (1995)
Cuarcita pura	3,3 x10 <sup>-3</sup>	4,0	150	Luan y Paterson (1992)
Cuarcita impura	3,3 x10 <sup>-3</sup>	2,3	150	Luan y Paterson (1992)
Cuarcita “dry”	6,7 x10 <sup>-12</sup>	6,5	268	Turcotte y Schubert (2002)
Cuarcita “dry”	2,91 x10 <sup>-3</sup>	1,8	151	Behn <i>et al.</i> (2002)
Cuarcita “dry”	1,26 x10 <sup>-3</sup>	2,86	434	Kusznir y Park (1986)
Cuarcita “dry”	3,5 x10 <sup>-5</sup>	1,9	1230	Lowry y Smith (1995)
Cuarcita “dry”	6,1 x10 <sup>-18</sup>	3,0	190	Brace y Kohlstedt (1980)
Cuarcita “wet”	3,2 x10 <sup>-4</sup>	2,3	154	Ranalli (2000)
Cuarcita “wet”	4,4 x10 <sup>-3</sup>	2,6	230	Turcotte y Schubert (2002)
Cuarcita “wet”	1,57 x10 <sup>-5</sup>	2,6	134	Kronenberg y Tullis (1984)
Cuarcita “wet”	1,2 x10 <sup>-7</sup>	1,9	173	Hansen (1982)
Cuarcita “wet”	4,0 x10 <sup>-12</sup>	2,3	154	Ranalli y Murphy (1987)
C. superior “wet”	1,0 x10 <sup>-2</sup>	1,8	151	Braun y Beaumont (1989)
C. superior	5,0 x10 <sup>6</sup>	3,0	160	Burov y Diament (1995)
C. silícea	2,5 x10 <sup>-8</sup>	3,0	154	Lynch y Morgan (1987)
C. intermedia	5,0 x10 <sup>-6</sup>	3,2	220	Behn <i>et al.</i> (2002)
<b>MANTO</b>				
Ol “dry”	6,3 x10 <sup>4</sup>	3,5	533	Lowry y Smith (1995)
Ol “dry”	28840	3,6	530	Tsenn y Carter (1987)
Ol “dry”	2,4 x10 <sup>5</sup>	3,5	540	Karato <i>et al.</i> (1986)
Ol “dry”	4,2 x10 <sup>5</sup>	3,0	523	Turcotte y Schubert (2002)
Ol “wet”	417	4,5	493	Tsenn y Carter (1987)
Ol “wet”	55080	3,0	398	Turcotte y Schubert (2002)
Ol “wet”	1,9 x10 <sup>5</sup>	3,0	420	Karato <i>et al.</i> (1986)
Manto	10 <sup>3</sup>	3,0	550	Lynch y Morgan (1987)
Manto	10 <sup>3</sup>	3,0	520	Behn <i>et al.</i> (2002)

Junto con las leyes de “*creep*”, la velocidad de deformación y la temperatura constituyen unos parámetros críticos en el cálculo de la envolvente reológica. En este caso, de acuerdo con las velocidades relativas de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática desde el Mioceno hasta la actualidad (véase ap. 2.5), y en consonancia con el modelo de velocidades de deformación para el Mediterráneo occidental establecido por Ward (1998), se ha escogido una velocidad de deformación de  $10^{-16} \text{ s}^{-1}$ . Este valor es consistente con el valor medio estimado para la región según el modelo global de Kreemer *et al.*, (2000) ( $\sim 1,7 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$ ). Además, es acorde con las estimaciones obtenidas a partir de modelos del tipo “*thin-sheet*” (e.g.,  $3,17 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$  según Jiménez-Munt *et al.*, 2001). Velocidades de deformación más elevadas conllevarían una profundización de la TDF, mientras que velocidades más bajas la harían más somera (Figura 6-5).

La distribución de temperaturas deriva directamente del flujo de calor superficial (Capítulo 5) y por tanto, del error asociado a esta medida ( $\pm 5 \text{ mW m}^{-2}$ , Fernández *et al.*, 1998b) dependerá también el error en el cálculo de la profundidad de la TDF. Para poder conocer con detalle la incidencia que el flujo de calor puede tener sobre la TDF se ha construido el diagrama de la Figura 6-6. Se muestra aquí, la repercusión de la densidad cortical en la TDF es insignificante frente al papel del flujo de calor superficial. Por ejemplo, para una vertical situada en Béticas centrales, con un flujo de calor de  $60 \pm 5 \text{ mW m}^{-2}$ , la TDF se situaría a  $8,5 \pm 0,8 \text{ km}$  para un modelo en compresión. Para una vertical situada en una región de mayor flujo de calor,  $90 \pm 5 \text{ mW m}^{-2}$  en el margen Norte de Alborán, al Oeste de Almería, la TDF se localiza a  $5,8 \pm 0,3 \text{ km}$ . Por tanto, la incidencia del error asociado al flujo de calor será máxima en las regiones con un flujo de calor más bajo (e.g.,  $55 \text{ mW m}^{-2}$  en el Estrecho de Gibraltar). Teniendo en cuenta estas relaciones y el patrón de flujo térmico superficial en el Arco de Gibraltar, se ha estimado un error medio en la profundidad de la TDF de  $\pm 0,5 \text{ km}$ , una vez fijado un conjunto de parámetros reológicos.

**Tabla 6-2.** Parámetros utilizados en el modelo reológico.

	$\epsilon_0$ [MPa <sup>n</sup> s <sup>-1</sup> ]	$n$	$Q^*$ [kJ mol <sup>-1</sup> ]	$\rho$ [kg m <sup>-3</sup> ]
Sedimentos	$3,2 \times 10^{-4}$ (a)	2,3 (a)	154 (a)	2400 ( $H_{sed} < 4000 \text{ m}$ ) 2500 ( $H_{sed} > 4000 \text{ m}$ )
Corteza	$2,5 \times 10^{-8}$	3,0	154	2820
Manto litosférico	$1 \times 10^3$	3,0	550	$3200 [1 + \alpha (T_a - T(z))]$ (*)

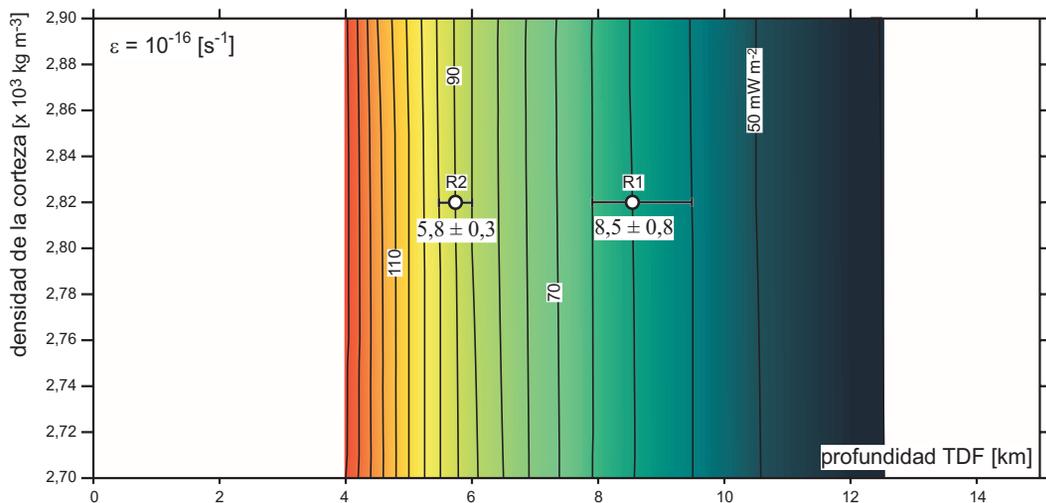
Parámetros de “*creep*” tomados de Lynch y Morgan (1987) y (a) Ranalli (2000). (\*) La densidad del manto es dependiente de la temperatura [5-24] con  $T_a = 1350 \text{ }^\circ\text{C}$  (Lachenbruch y Morgan, 1990) y  $\alpha = 3,4 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$  (Afonso *et al.*, 2005).

A la vista de la estructura térmica obtenida para la región de Béticas y la zona central del Mar de Alborán (ap. 5.3), donde las temperaturas hacia la base de la corteza superan los  $600^\circ\text{C}$ , es posible que haya una participación importante de procesos de difusión atómica en los mecanismos de deformación dúctil. No obstante, se ha optado por tratar el comportamiento dúctil

de la litosfera como dominado por “*creep*” de dislocación (“*power law*”); ya que existen una serie de parámetros, como tamaño de grano y el volumen de activación, que son difíciles de estimar para el rango de profundidades a las que estos procesos tienen lugar.

Dadas las complejidades tectónicas de la región, junto con la coexistencia de mecanismos focales indicativos de regímenes tectónicos muy diferentes a lo largo del Arco de Gibraltar, se ha considerado oportuno calcular dos modelos reológicos, uno para tensión y otro bajo una situación compresiva. Estos serían los casos extremos de esfuerzos en el Arco de Gibraltar.

Por tanto, este modelo tiene valor como aproximación a la resistencia media de la corteza en el Arco de Gibraltar, ya que no se han tenido en cuenta la ocurrencia de procesos de fractura bajo condiciones de alta presión (Shimada, 1993) o la coexistencia de fenómenos de deslizamiento friccional y “*creep*” en la TDF (Handy *et al.*, 1999). Además, los cálculos llevados a cabo se han realizado asumiendo la ausencia de esfuerzos horizontales adicionales que pueden llegar a reducir la resistencia de la corteza (e.g., Cloetingh y Burov, 1996).



**Figura 6-6.** Incidencia de la densidad y el flujo de calor en profundidad de la TDF para el modelo reológico desarrollado en esta tesis (en compresión). Se indica el rango de error en la profundidad de la TDF asociado a la incertidumbre en las medidas de flujo de calor ( $\pm 5 \text{ mW m}^{-2}$ ) para dos verticales concretas del modelo: R1 (en Béticas occidentales) y R2 (en el margen Norte de Alborán) (ver localización en Figura 6-7). Parámetros de cálculo en la Tabla 6-2.

### 6.3 TRANSICIÓN DÚCTIL-FRÁGIL Y RESISTENCIA DE LA CORTEZA

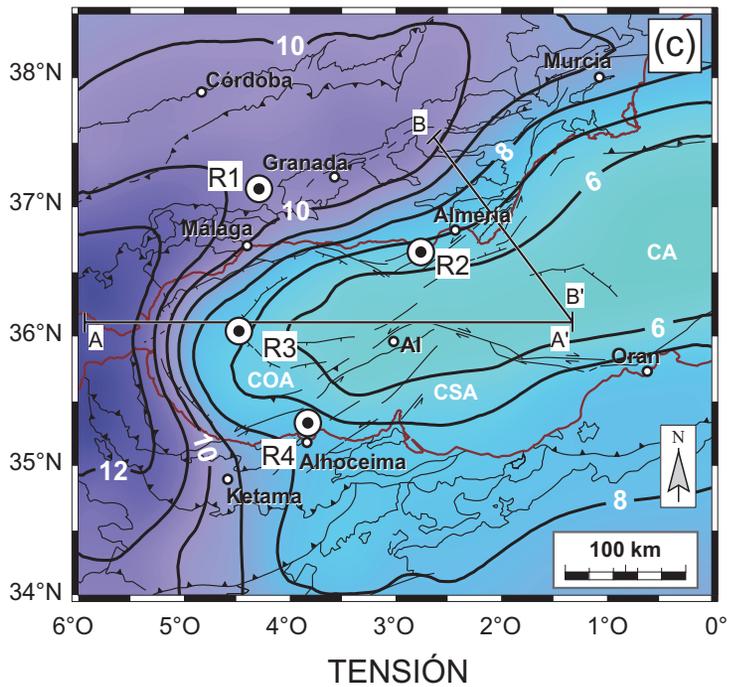
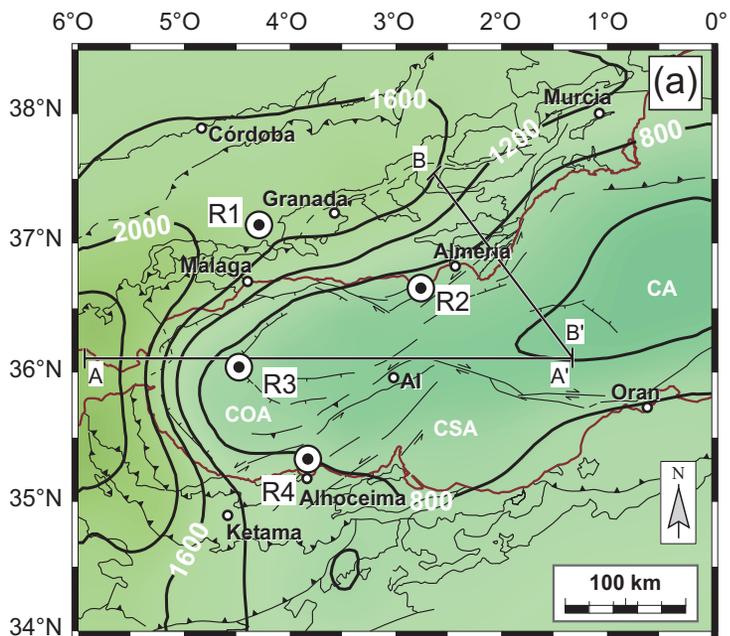
Los valores de resistencia total de la corteza (YSE) y de profundidad de la TDF obtenidos tanto para un régimen compresivo como en tensión, se muestran de manera resumida en la Figura 6-7.

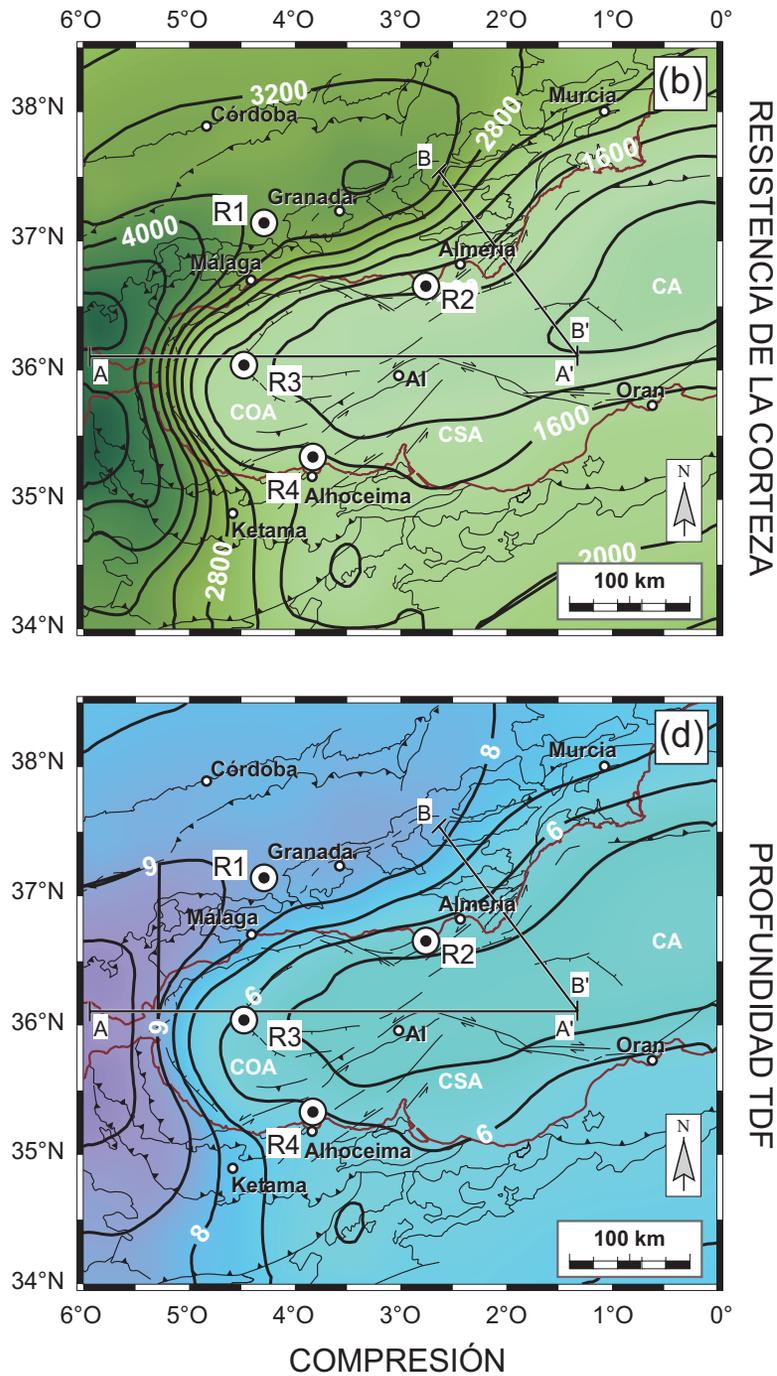
La resistencia total de la corteza alcanza un máximo bajo Béticas centrales y hacia el Oeste, bajo el Dominio Sudibérico, describiendo un arco abierto hacia el Este y centrado en el Estrecho de Gibraltar (Figura 6-7a y 6-7b). El valor de resistencia estimado para esta región está en torno a 1600 MPa km para el modelo en tensión y 3200 MPa km para el modelo en compresión. La resistencia de la corteza disminuye y alcanza valores mínimos en la transición entre la Cuenca Este de Alborán y la Cuenca Argelina (<600 MPa km en tensión y < 1000 MPa km en compresión), donde la corteza tiene un espesor mínimo (~12 km) y el flujo de calor regional alcanza un valor máximo de ~120 mW m<sup>-2</sup>. Los gradientes máximos de resistencia de la corteza se localizan en la región de Béticas, siguiendo una dirección oblicua a la estructura cortical. Los valores de resistencia en esta zona disminuyen hacia el SE, con variaciones de hasta 1600 MPa km en una distancia horizontal de 45 km.

El patrón que define la TDF bajo ambos regímenes de esfuerzos en la corteza, está fuertemente condicionado por el patrón de flujo, lo que pone de manifiesto una vez más la repercusión que tiene la temperatura en este tipo de modelos. No existe una variación significativa 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 cuando el modelo es en compresión (la diferencia media de profundidad es de 1,6 ±0,3 km, Figura 6-8). La diferencia máxima de profundidad entre los modelos en compresión y en tensión se localiza en el entorno del Estrecho de Gibraltar donde la TDF varía hasta 2,6 km de un modelo a otro (Figura 6-7c y 6-7d).

En la Cuenca Oeste de Alborán el modelo en tensión sitúa la TDF a 6-7 km, aumentando progresivamente hacia el Oeste dentro del mismo dominio hasta 11 km. El modelo en compresión muestra una variación, en la misma cuenca, desde 5-6 km en el extremo Este hasta 9 km en el Oeste. Hacia el Este en el Mar de Alborán, la diferencia entre ambos modelos se reduce progresivamente hasta alcanzar en el entorno del meridiano 1°O su mínima diferencia (1 km). Así, en la Cuenca Este de Alborán la TDF se ubica a 6 km, para un régimen en tensión, y 5 km para en régimen compresivo.

Hacia el margen septentrional del Mar de Alborán, en el Dominio de Alborán emergido en Béticas, la diferencia en la TDF oscila entre 1,6-2,0 km de profundidad. En tensión, la transición varía dentro de este dominio desde 7 km hasta 10 km, aumentando en dirección SE-NO; mientras que en compresión la profundidad de la TDF crece según la misma dirección desde 6 km a 8 km. Hacia el Dominio Sudibérico la TDF se hace más profunda, 10-11 km en tensión y 8-9 km en compresión; con una diferencia media de profundidad próxima a 2,0 km. Bajo el antepaís ibérico la transición se vuelve a hacer más somera, 10 km para el modelo en tensión y 8 km para el compresivo.

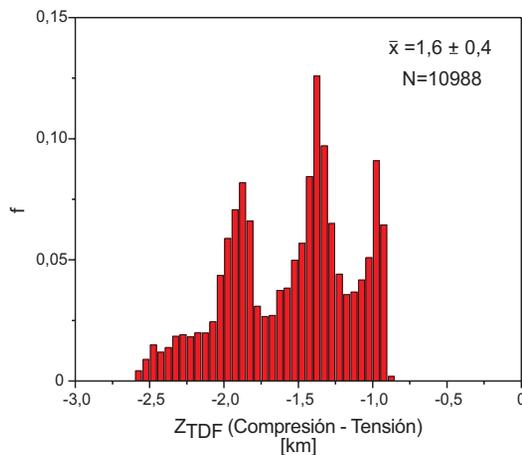




**Figura 6-7.** Resistencia total de la corteza (MPa km) (a, b) y profundidad de la transición dúctil-frágil (TDF, km) (c, d) en el Arco de Gibraltar bajo tensión y compresión. R1 a R4 marcan la posición de los perfiles reológicos que se muestran en la Figura 6-11. AI: Isla de Alborán; CA: Cuenca Argelina; CSA: Cuenca Sur de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán. Se indica la posición de las secciones A-A' y B-B' de la Figura 6-9.

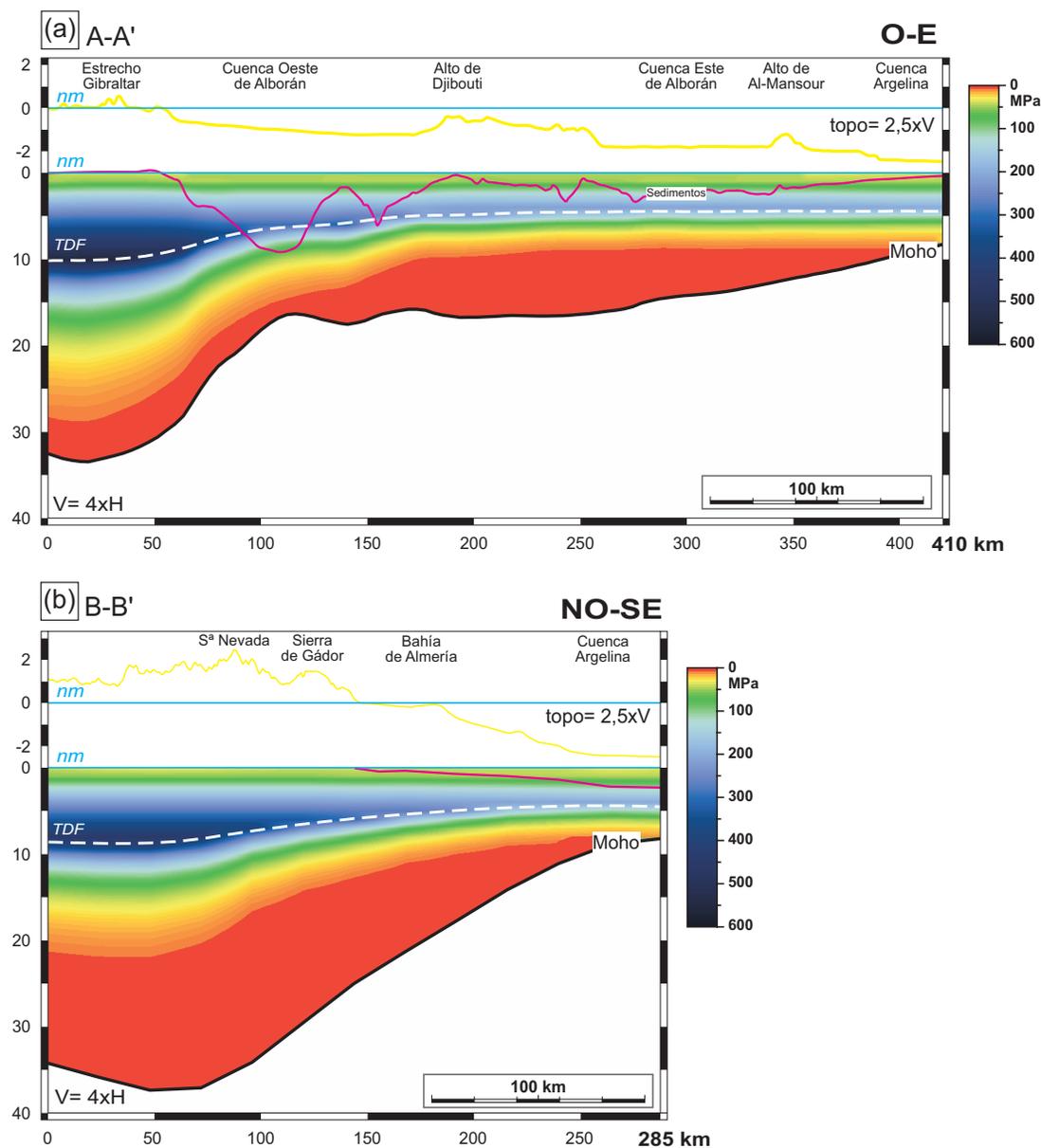
Para mostrar como varia la resistencia de la corteza en profundidad se ha seleccionado el modelo en compresión y se ilustra mediante dos secciones representativas del Arco de Gibraltar. El perfil A-A' (Figura 6-9a) muestra una sección E-O que se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hasta el extremo occidental de la Cuenca Argelina, pasando por las cuencas Oeste y Este de Alborán. Bajo el Estrecho de Gibraltar hay un dominio de ~5 km de espesor donde la resistencia de la corteza supera los 400 MPa. Este núcleo resistente, se adelgaza hacia el Este y desaparece bajo la Cuenca Oeste de Alborán dando paso a una capa de menor resistencia (150-250 MPa) de 3-4 km de espesor en el Este de la Cuenca Oeste de Alborán, bajo el alto de Djibouti y bajo la Cuenca Este de Alborán. Hacia la base de la corteza, la resistencia es inferior a 10 MPa (en rojo en la Figura 6-9) y define un dominio lenticular (centrado bajo el alto de Djibouti) que se estrecha hacia la región de máximo gradiente de engrosamiento cortical. La TDF en esta sección (Figura 6-9a) alcanza una profundidad máxima de ~10 km en el extremo Oeste, bajo el Estrecho de Gibraltar, y asciende hasta ~6-7 km en la Cuenca Oeste de Alborán. Hacia el Este, la TDF se mantiene en 5,5-4,5 km de profundidad. En la Cuenca Oeste, donde los sedimentos superan los 8 km de espesor, debe ser destacado el hecho de que la deformación dúctil se inicia en la parte inferior de la pila sedimentaria.

El perfil B-B' (Figura 6-9b) es una sección con orientación NO-SE, que se extiende desde la Cuenca Este de Alborán hasta Béticas centrales. Este corte reológico ilustra la resistencia de la corteza en la región donde el engrosamiento cortical en el Arco de Gibraltar es máximo. Esta sección muestra un núcleo resistente (~400-450 MPa) que desarrolla su máximo espesor (~4 km) bajo Béticas centrales y se adelgaza hacia la línea de costas, dando paso a un dominio de resistencia 200-250 MPa y espesor uniforme (~3 km) bajo la transición entre la Cuenca Este de Alborán y la Cuenca Argelina. La resistencia máxima de la corteza se reduce hasta 150-175 MPa en el extremo SE de la sección. Bajo Béticas centrales, en la región de mayor espesor cortical, es notable la presencia de una lente de corteza de hasta 14-15 km de espesor, muy poco resistente ( $\leq 10$  MPa) que se adelgaza bruscamente hacia el SE, coincidiendo con los máximos



**Figura 6-8.** Histograma de frecuencias relativas que ilustra las diferencias de profundidad de la TDF (km) para el modelo en tensión y el modelo en compresión.

gradientes de adelgazamiento cortical, y desaparece bajo la Cuenca Este de Alborán. La TDF en este corte tiene una profundidad máxima de  $\sim 8,5$  km bajo Béticas centrales. Hacia el SE, y próximo a la línea de costas, el espesor cortical se reduce y la TDF se hace progresivamente más somera, ascendiendo hasta 6 km. Bajo la Cuenca Este de Alborán, la TDF mantiene una profundidad aproximadamente constante 5 km.



**Figura 6-9.** Secciones corticales que ilustran la resistencia de la corteza para un modelo en compresión: (a) sección E-O y (b) sección NO-SE. La posición de las secciones queda recogida en la Figura 6-7. La topografía (línea amarilla) aparece indicada con una escala exagerada en la parte superior de cada sección. La posición de la TDF está indicada con una línea discontinua, así como el espesor de sedimentos (línea roja).

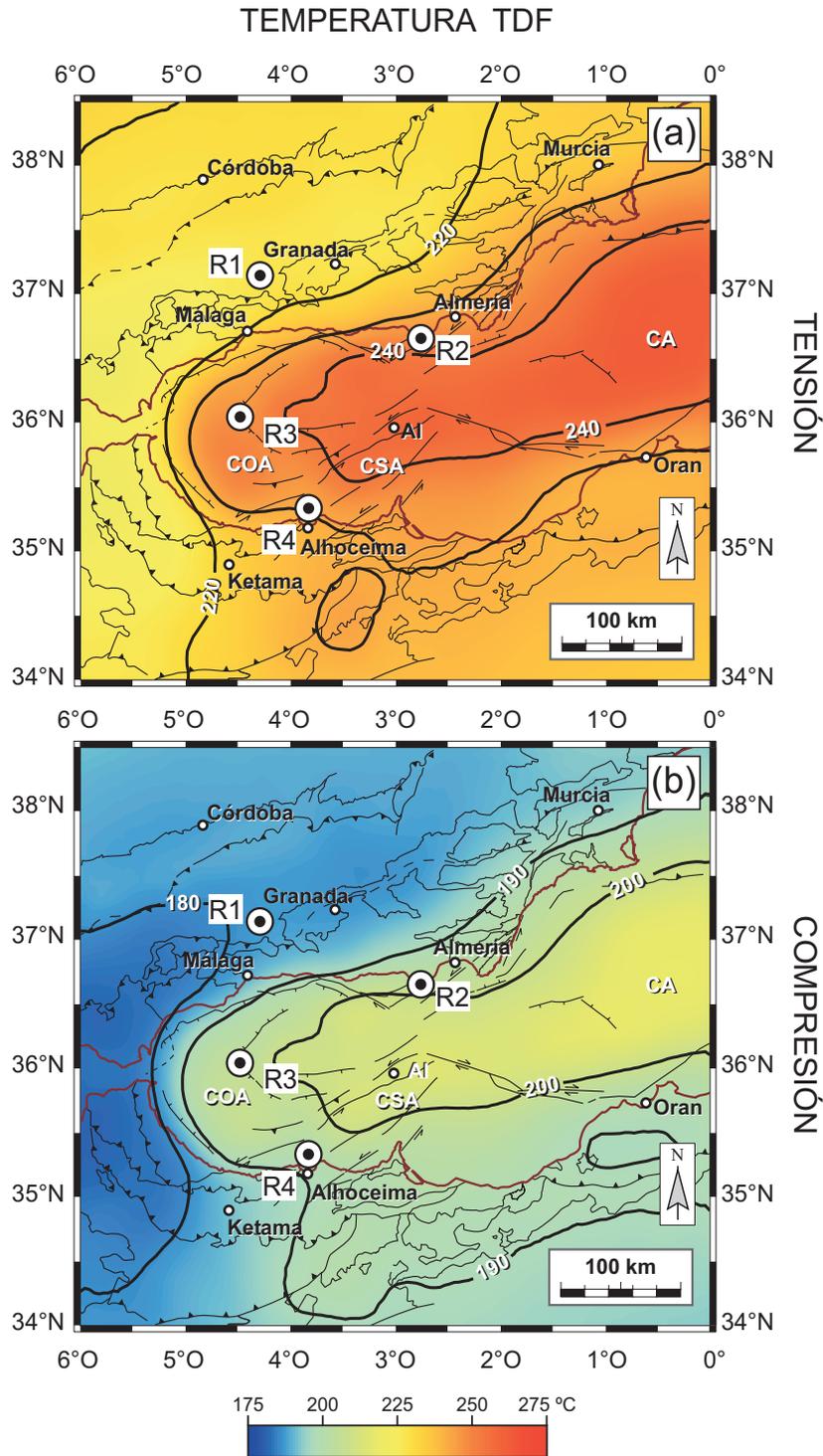
Como resultado del modelo térmico y reológico se ha calculado también la temperatura a la que se produce la TDF para ambos regímenes de esfuerzos. Este es un parámetro que en algunos trabajos clásicos, como el de Sibson (1983), se le asigna un valor promedio de 300 °C. En el Arco de Gibraltar y para el caso de un contexto en tensión (Figura 6-10a) la temperatura de la TDF varía entre 210 °C y 250 °C, con un valor medio de  $227 \pm 10$  °C. La región en la que la TDF se produce a menores temperaturas (~210-220 °C) incluye Béticas centrales, el Dominio Sudibérico y su continuación, a través del Estrecho de Gibraltar, hasta la región occidental del Dominio Magrebí. Bajo Béticas orientales, la Cuenca Oeste de Alborán y en la región central del Dominio Magrebí y su prolongación hacia el Tell, en el Este, la TDF oscila en un rango de temperaturas entre 220 °C y 240 °C. La región en la que la TDF se produce a más alta temperatura (240-250 °C), coincide con la Cuenca Este y Sur de Alborán y la Cuenca Argelina, donde el ascenso del manto litosférico produce un máximo regional de flujo de calor.

Bajo compresión (Figura 6-10b) el rango de temperaturas a las que se produce la TDF (175-210 °C) es menor al del caso anterior, con un valor medio de  $190 \pm 8$  °C. La TDF se produce a una temperatura de 175-190 °C bajo el Estrecho de Gibraltar, el Dominio Sudibérico y la región occidental de Béticas centrales. En Béticas orientales, en la Cuenca Oeste de Alborán, así como en la región central del Dominio Magrebí y su continuación hacia el Este, la TDF se produce en el intervalo de 190-200 °C. Las temperaturas máximas para la TDF se alcanzan bajo la zona central de Alborán, en las Cuencas Sur y Este de Alborán; así como en la Cuenca Argelina (200-210 °C).

## **6.4 REOLOGÍA Y SISMICIDAD**

En otras regiones de corteza continental sísmicamente activas se ha demostrado que gran parte de los terremotos corticales de magnitud significativa ( $M_w > 6,0$ ) se producen en el entorno 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 explicar la distribución en profundidad de los focos sísmicos mayores. Esta misma correspondencia se ha observado con la sismicidad de fondo o microterremotos. Con esta premisa, en la región de trabajo se ha abordado un estudio comparativo entre la profundidad de los focos sísmicos y las características de la zona de transición entre comportamiento friccional y flujo quasi-plástico (inferida de los modelos reológicos).

A pesar de los errores que pueden existir en la localización de los terremotos debido a las limitaciones inherentes al modelo de tierra (ap. 3.1) y las variaciones del propio modelo reológico (ap. 6.2); se pueden extraer algunas pautas generales de la distribución de focos sísmicos y de sus condicionantes reológicos. Se ha analizado la distribución de la sismicidad cortical dividiendo la región en sectores de 100 km<sup>2</sup> (10 x 10 km), comparándose con la envolvente reológica de la corteza en esa región. En cada sector se ha llevado a cabo un análisis estadístico básico para encontrar la ley de distribución de frecuencias que mejor se ajusta a la población de eventos sísmicos. Solo en los casos en los que la población supera 30 eventos se ha podido encontrar un buen ajuste, que en todos los casos corresponde con una distribución gaussiana



**Figura 6-10.** Temperatura de la TDF para un régimen (a) en tensión y (b) en compresión. Intervalo de líneas de contorno: 20 °C. AI: Isla de Alborán; CA: Cuenca Argelina; CSA: Cuenca Sur de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán.

de frecuencias de tipo normal o logarítmico-normal. Para poder evaluar el modelo reológico en aquellas regiones donde la sismicidad es escasa, se ha ampliado el área de los sectores hasta tener un número representativo de muestras.

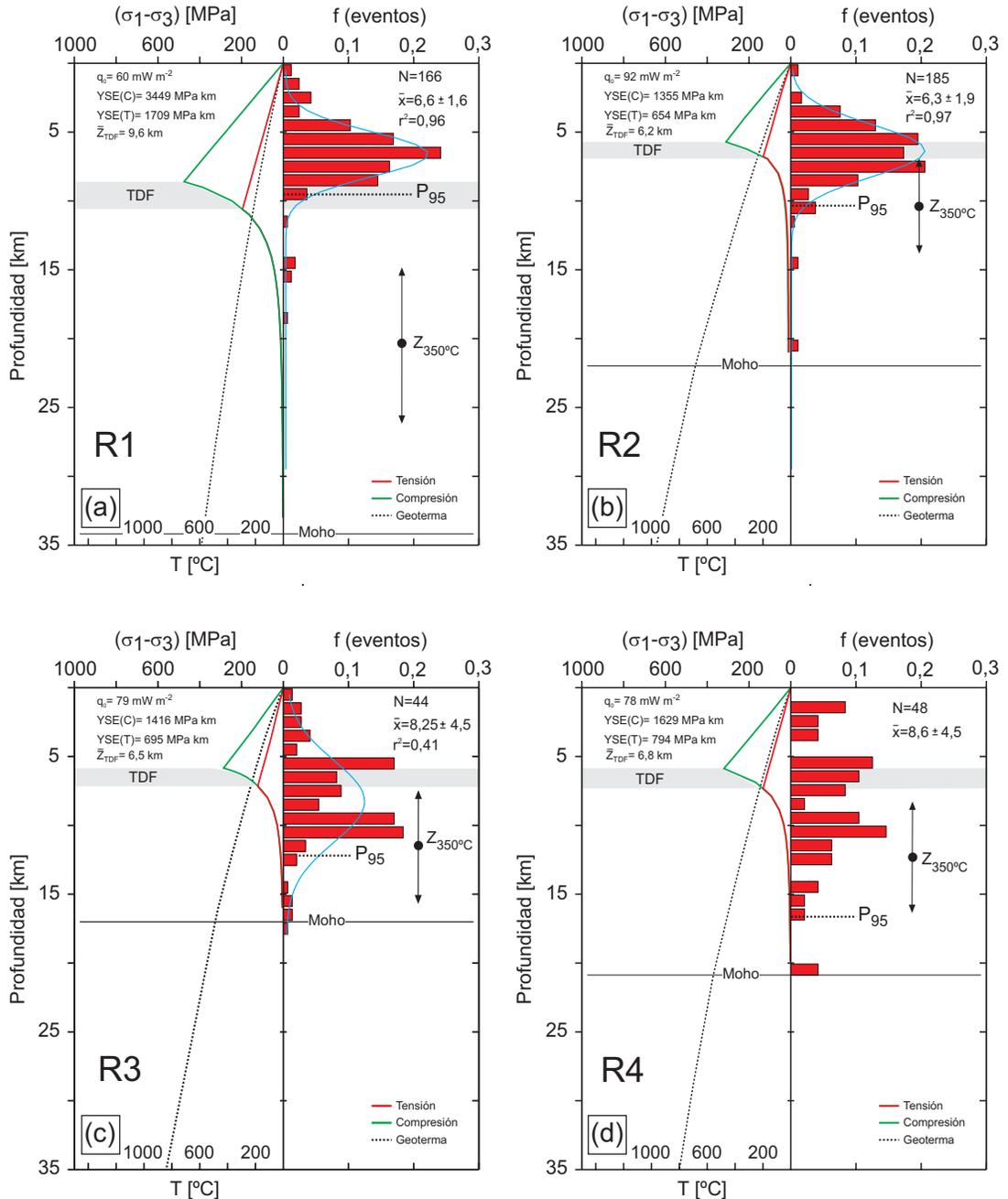
Como ya se ha comentado, la diferencia de profundidad de la TDF entre el modelo en tensión y el modelo en compresión es del orden del error en la localización en profundidad de los terremotos (~2 km, cf. Figura 6-8). De esta manera, y dado que el carácter del estado de esfuerzos en la corteza es muy variable en la región (ap. 4.3), se ha optado por definir la TDF como una zona limitada por las profundidades de la TDF en régimen compresivo (más somera) y en tensión (más profunda). De todos los perfiles reológicos calculados en el Arco de Gibraltar, en la Figura 6-11 se recogen algunas de las envolventes que se consideran representativas de cada uno de los principales dominios de la región, comparándose con la distribución en profundidad de los focos sísmicos.

### *Perfiles reológicos y sismicidad*

Béticas centrales y occidentales están caracterizadas por un flujo de calor bajo (ap. 5.2.1), donde se alcanzan valores máximos de resistencia total de la corteza (1600-2400 MPa km en tensión, 3200-4400 MPa km en compresión). En el perfil de resistencia R1 la TDF se sitúa en torno a 10 km de profundidad y la distribución en profundidad de focos sísmicos tiene un máximo a 6,6 km que disminuye drásticamente bajo la TDF (Figura 6-11a). Este perfil ilustra la situación general del Dominio Sudibérico, donde la mayor parte de la sismicidad está contenida en la capa frágil de la corteza. Estudios de tomografía de detalle en el entorno de R1 apoyan esta interpretación y sugieren la presencia de una zona de baja velocidad a ~ 14-17 km (Serrano *et al.* 2002).

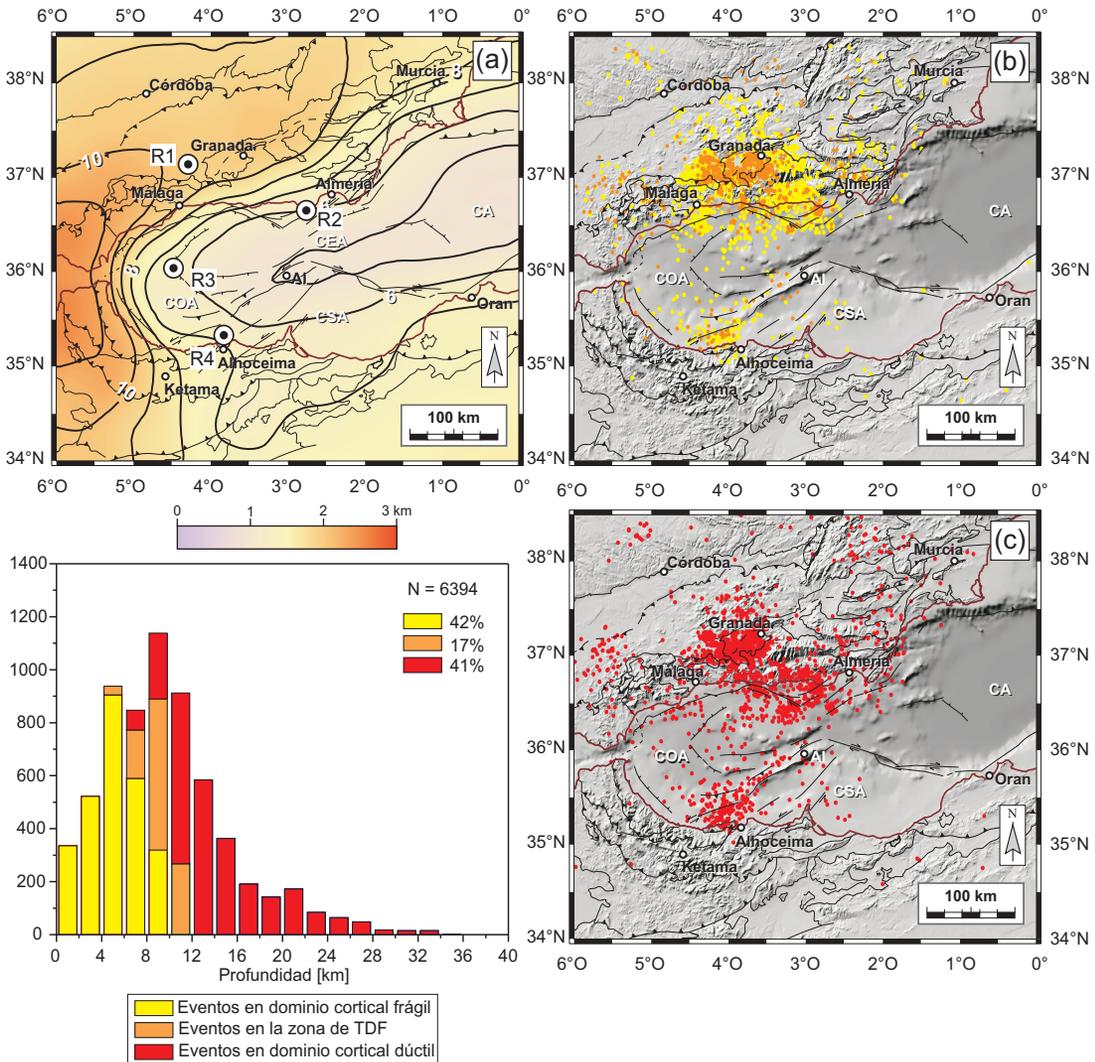
Hacia el Este y a lo largo del margen Norte del Mar de Alborán, el flujo de calor regional aumenta (80-90 mW m<sup>-2</sup>; cf. Figura 5-9a, ap. 5.2.1) y la resistencia total de la corteza se reduce hasta 1200-1600 MPa km (~600-700 MPa km en tensión), como muestra el perfil de resistencia R2 (Figura 6-11b). En este sector, la sismicidad cortical muestra una distribución unimodal de profundidades con un máximo (6,3 km) que coincide con la profundidad de la TDF (6,2 km). Esta situación es muy común a lo largo de la región costera del margen Norte de Alborán, donde el máximo de distribución de la sismicidad se ajusta a la posición de la TDF. En la banda de profundidad de la TDF y en la capa frágil suprayacente se desarrolla hasta el 70 % de la sismicidad.

En la Cuenca de Alborán la actividad sísmica en la corteza es menos prolija que en las regiones emergidas, y tiende a concentrarse en algunas regiones como la Cresta de Alborán (ap. 3.2). En esta región, dado el escaso número de eventos, se ha ampliado el área de los sectores (50 x 50 km). El perfil R3 compara el modelo reológico con la distribución en profundidad de la mayor parte de los terremotos registrados en la Cuenca Oeste de Alborán (Figura 6-11c). En esta región, el 40% de la sismicidad está contenida en el dominio frágil de la corteza (TDF a 6,5 km) y el 95% se agrupa en los primeros 12 km de la corteza. Aunque existen dos máximos relativos de distribución en profundidad de focos sísmicos, el ajuste gaussiano promedio muestra un valor medio situado ligeramente bajo la TDF (8,3 ±4,5 km).



**Figura 6-11.** Ejemplos de los perfiles de resistencia calculados en los principales dominios geológicos del Arco de Gibraltar y su relación con la distribución en profundidad de la sismicidad. R1: Dominio Sudibérico; R2: margen Norte de Alborán; R3: Cuenca Oeste de Alborán; R4: Alhoceima. Los perfiles de resistencia tanto para tensión como compresión están acompañados de la correspondiente geoterma y se indica la profundidad de la zona de TDF. La profundidad de la isoterma de  $350 \text{ °C} \pm 100 \text{ °C}$  aparece indicada junto con el percentil 95 ( $P_{95}$ ) de la distribución en profundidad de la sismicidad. En los casos en que ha sido posible se muestra el mejor ajuste de la distribución a una función estadística de tipo gaussiano. La Figura 6-10 muestra la posición los perfiles.

En el margen meridional de Alborán y en el Rif, la sismicidad tiende a concentrarse en la región de Alhoceima. El perfil R4 muestra como los focos sísmicos tienden a agruparse en distintos horizontes, dando lugar a una distribución trimodal de la sismicidad (Figura 6-11d). El perfil de resistencia de la corteza define un dominio de corteza frágil de 6-7,5 km de potencia que alberga el 45% de la sismicidad de la región. Dado en esta región la cobertura azimutal de la red sísmica es escasa (ap. 3.1), el grado de incertidumbre de la localización en profundidad de la sismicidad en el límite septentrional de la región es mayor y hace difícil el poder establecer de manera detallada las relaciones sismicidad – resistencia cortical.



**Figura 6-12.** (a) Profundidad media de la TDF (promedio entre el modelo en tensión y el modelo en compresión). La escala de colores representa el espesor de la TDF. La posición de los perfiles reológicos de la Figura 6-11 también se muestra en esta figura. (b) Eventos sísmicos contenidos en el dominio frágil de la corteza (en amarillo) y los eventos contenidos en la TDF (en naranja). (c) Eventos sísmicos localizados en el dominio dúctil de la corteza (en rojo). El histograma de frecuencias absolutas muestra la distribución por profundidades de eventos y el porcentaje total de eventos contenido en cada dominio reológico.

### *Modelo reológico y sismicidad*

Considerando las tendencias regionales de la sismicidad y la resistencia de la corteza, se puede validar regionalmente el modelo reológico que se ha presentado anteriormente. La Figura 6-12a ilustra la profundidad media de la TDF entre el modelo en compresión y el modelo en tensión (isolíneas de profundidad) y lo que distan ambas superficies (según escala de color). Atendiendo a la profundidad de la TDF bajo tensión y compresión, se ha analizado la posición relativa de la sismicidad regional respecto a ambas superficies.

El histograma que acompaña a la Figura 6-12 ilustra la distribución de terremotos respecto a las dos transiciones, por profundidades. Este gráfico muestra que el ~42% de la sismicidad cortical está contenida en el dominio frágil de la corteza, mientras que un 41% se localiza en los dominios dúctiles. El 17% restante de la sismicidad se encuentra confinada en el intervalo definido por la zona de TDF.

Por debajo de ella se observa un decaimiento exponencial en el número de eventos, que rara vez suceden en la corteza por debajo de los 20 km de profundidad. La excepcional concentración de terremotos alrededor de la TDF en una banda cuyo espesor medio es de tan solo 1,6 km pone de manifiesto que la TDF puede estar jugando un papel importante en la partición y estratificación de la deformación. Una interpretación detallada de esta sugerencia y la intervención de otros datos de la tesis se llevará a cabo en el apartado 7.2 de la discusión. Estos resultados anuncian también que para el Arco de Gibraltar la capa sismogénica se extiende bajo la TDF, como ya ha sido sugerido en otras regiones (e.g., Lachenbruch y Sass, 1992; Zoback y Lachenbruch, 1992; Scholz, 2000), produciéndose terremotos en la parte más profunda de la corteza. Su posible origen también será objeto de análisis en la discusión.

## **6.5 RESULTADOS**

A pesar de las limitaciones que existen en la localización de los terremotos y las inherentes al cálculo de las envolventes de resistencia, los resultados del modelo reológico presentado en este capítulo, permiten dar unas pautas generales sobre el comportamiento mecánico de la corteza y su relación con la sismicidad en el Arco de Gibraltar.

La profundidad de la TDF y la resistencia total de la corteza en el orógeno dependen fundamentalmente del flujo de calor. La resistencia total de la corteza es máxima en las proximidades del Estrecho de Gibraltar (>2400 MPa km en tensión, >4800 MPa km en compresión) y se prolonga hacia el NE, bajo el Dominio Sudibérico (>1600 MPa km en tensión, >3200 MPa km en compresión). En esta región de máxima resistencia de la corteza, la capa frágil alcanza los mayores espesores y la TDF profundiza hasta 11-12 km, para tensión y 9-10 km para compresión.

La profundidad de la TDF bajo Béticas y Rif aumenta progresivamente hacia el Oeste, con un gradiente suave, oblicuo a los márgenes del Mar de Alborán (desde 7 km hasta 10 km bajo tensión y desde 6 km hasta 9 km bajo un régimen compresivo). Desde los dominios emergidos del arco hasta el Mar de Alborán, la capa frágil de la corteza se adelgaza considerablemente,

alcanzando su espesor mínimo en la Cuenca Este de Alborán y su transición hacia la Cuenca Argelina (6-5 km para tensión y compresión). Esta región coincide con los máximos regionales de flujo de calor superficial, y por tanto con un mínimo de resistencia total de la corteza (<600 MPa km en tensión y <1000 MPa km en compresión).

La distribución en profundidad de la sismicidad cortical es tal que en torno al 60% de la sismicidad del orógeno está contenida en los dominios frágiles de la corteza. Los máximos de distribución en profundidad de los terremotos coinciden con la TDF (~17% entre la TDF en tensión y compresión) o quedan situados inmediatamente por encima, decreciendo de manera exponencial por debajo de ésta. La estratificación reológica del arco evidencia la existencia de sismicidad en los dominios dúctiles de la corteza. La mayor parte de estos eventos se localizan hacia techo de la capa dúctil de la corteza; pero existe un porcentaje (~5%) que se localiza en la corteza profunda, en dominios donde la corteza posee una resistencia extremadamente baja (< 10 MPa).

---

# DISCUSIÓN

## 7.1 INCIDENCIA DE LOS PROCESOS DE FUSIÓN PARCIAL

Ha sido ampliamente documentado que en aquellas regiones continentales en las que la deformación activa se produce en un contexto de engrosamiento cortical y alto flujo de calor, la corteza profunda puede alcanzar temperaturas elevadas, apropiadas para los procesos de fusión parcial ( $> 700\text{-}750^\circ\text{C}$ ). Existen ejemplos de orógenos con frentes montañosos activos y procesos de extensión simultáneos que evidencian procesos actuales de fusión parcial en los niveles inferiores de la corteza; por ejemplo, en el Himalaya-Tibet (e.g., Nelson *et al.*, 1996), en los Andes (e.g., Dorbath y Masson, 2000) y en la Cordillera Occidental Americana (e.g., Lewis *et al.*, 2003).

En estos casos la corteza profunda presenta sistemáticamente una reducción notable en las velocidades de las ondas sísmicas y un incremento en las medidas de conductividad eléctrica, además de variaciones de densidad dentro de la corteza. Cuando el volumen molar del fundido no supera el 10%, los efectos sobre las propiedades físicas de la corteza se traducen en una importante reducción de la  $V_p$ ; mientras que el efecto sobre la densidad cortical es comparativamente menor. Experimentalmente se ha demostrado también que aún cuando el volumen de fundido sea muy reducido ( $< 10\%$ ), la resistencia de la corteza disminuye drásticamente (e.g., Rosenberg y Handy, 2005).

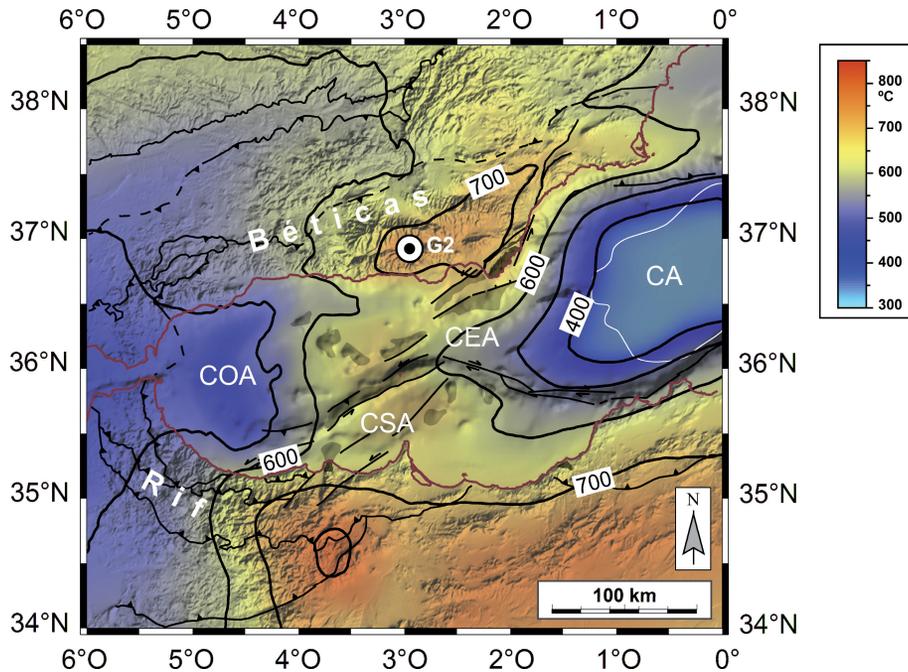
Estudios magnetotélúricos en la región de Béticas han puesto de manifiesto la presencia de cuerpos de alta conductividad en la corteza profunda, que han sido interpretados como elementos parcialmente fundidos o con una concentración alta de fluidos (Carbonell *et al.*, 1998; Pous *et al.*, 1999). Los estudios de funciones receptoras también sugieren la existencia en Béticas orientales de fundidos en la parte alta de la corteza (Julià *et al.*, 2005). Zappone *et al.* (2000), a partir de medidas directas de las propiedades físicas de algunas de las rocas más representativas del Dominio de Alborán, también sugirió tasas de fusión parcial entorno a 5-7% en los niveles más profundos de la corteza de Béticas, para que fuesen compatibles con las bajas velocidades de las ondas sísmicas ( $V_p = 6,5 \text{ km s}^{-1}$ ).

El modelo térmico desarrollado en esta tesis permite valorar los procesos de fusión parcial, una vez asumida una composición cortical modelo. De este modo se han podido delimitar las regiones con fusión parcial y el volumen de líquido presente en cada dominio fundido. Los resultados obtenidos en el Arco de Gibraltar se pueden extrapolar a otras regiones con una corteza gruesa y un flujo de calor relativamente alto, donde la existencia de procesos actuales de fusión parcial en la parte baja de la corteza no han sido aún descritos. Estos procesos podrían tener lugar en aquellos márgenes y regiones continentales altamente extendidas (rifts amplios, s. Buck, 1991; Ruppel, 1995) donde exista un pronunciado engrosamiento cortical y un flujo de calor intermedio a alto.

Los procesos de fusión parcial descritos pueden ser operativos, por ejemplo, en la región del Alto Atlas Occidental y el Atlas Medio, donde la combinación de espesor cortical ( $> 30\text{-}35 \text{ km}$ ) y un adelgazamiento significativo del manto litosférico (flujo de calor  $> 80 \text{ mW m}^{-2}$ ) puede ser responsable del volcanismo más reciente y de las principales elevaciones topográficas (Teixell *et al.*, 2005; Missenard *et al.*, 2006). A partir de la distribución de temperaturas estimada por estos autores para la corteza y el manto litosférico bajo el Atlas, se infiere que la corteza alcanza localmente temperaturas altas ( $800\text{-}950^\circ\text{C}$ ), capaces de inducir fusión parcial de la corteza inferior.

Del modelo térmico presentado en el Capítulo 5 se extrae que la temperatura de la Moho en el Arco de Gibraltar presenta diferencias superiores a  $400^\circ\text{C}$ . Los mínimos de temperatura se localizan en la Cuenca Argelina ( $< 400^\circ\text{C}$ ) y en la región occidental del Mar de Alborán, bajo el Estrecho de Gibraltar y la Cuenca Oeste de Alborán ( $< 500^\circ\text{C}$ ), donde se localizan los mayores espesores de sedimentos ( $> 8 \text{ km}$ ) (Figura 7-1). La Moho alcanza su máxima temperatura ( $> 700^\circ\text{C}$ ) bajo la región occidental de Béticas y el margen Norte de África. Estas dos regiones están conectadas mediante una zona de  $\sim 650^\circ\text{C}$  que discurre a través de la zona central de Alborán. La distribución de los dominios de mayor temperatura coincide espacialmente con la posición de la provincia volcánica del SE peninsular (e.g., López-Ruiz *et al.*, 2002) y con la mayor parte de los altos volcánicos submarinos conocidos en el Mar de Alborán (Comas *et al.*, 1999) (Figura 7-1). Además, los máximos de temperatura coinciden con regiones que han experimentado un importante levantamiento tectónico desde el Mioceno terminal (e.g., Braga *et al.*, 2003).

La incidencia de los dominios fundidos sobre las propiedades físicas de la corteza profunda ( $V_p$  y densidad) y su posible contribución al levantamiento topográfico de la región serán discutidos a continuación. Para ello se considerarán exclusivamente los resultados obtenidos a partir del modelo de deshidratación de moscovita (Figura 5-20), ya que es considerado el más plausible a la luz de las observaciones de geología de superficie y geofísicas (cf. ap. 5.4).



**Figura 7-1.** Temperatura en la Moho según la Figura 5-17d. La base topográfica está construida con el modelo digital de elevaciones SRTM (NASA-USGS) y la batimetría de GEBCO 1997 (IOC-IHO). La línea de trazo continuo blanco delimita la isobata de 2600 m como posible límite de la corteza oceánica en la Cuenca Argelina. La isolínea de 700 °C reproduce aproximadamente el límite de la región con fusión parcial a través de la reacción de deshidratación de la moscovita. Las rocas volcánicas aparecen representadas con trama oscura. CA: Cuenca Argelina; CEA: Cuenca Este de Alborán; COA: Cuenca Oeste de Alborán; CSA: Cuenca Sur de Alborán. Se indica también la posición de la vertical G2.

### 7.1.1 Sobre las propiedades sísmicas

Tal y como se ha demostrado ampliamente por datos experimentales, los procesos de fusión parcial en la corteza modifican la velocidad de las ondas (e.g., Rivers y Carmichael, 1987; Johannes y Holtz, 1996). Según el modelo propuesto por Schmitz *et al.* (1997) la velocidad  $V_p$  en esas regiones puede ser estimada según el volumen de fundido (expresado mediante su fracción molar,  $X_L$ ):

$$V_p = \left[ \frac{a}{V_p^{\text{sólido}} (1-a)^2 + V_p^{\text{fundido}} [1-(1-a)^2]} + \frac{1-a}{V_p^{\text{fundido}} a^2 + V_p^{\text{sólido}} (1-a^2)} \right]^{-1} \quad [7-1]$$

con

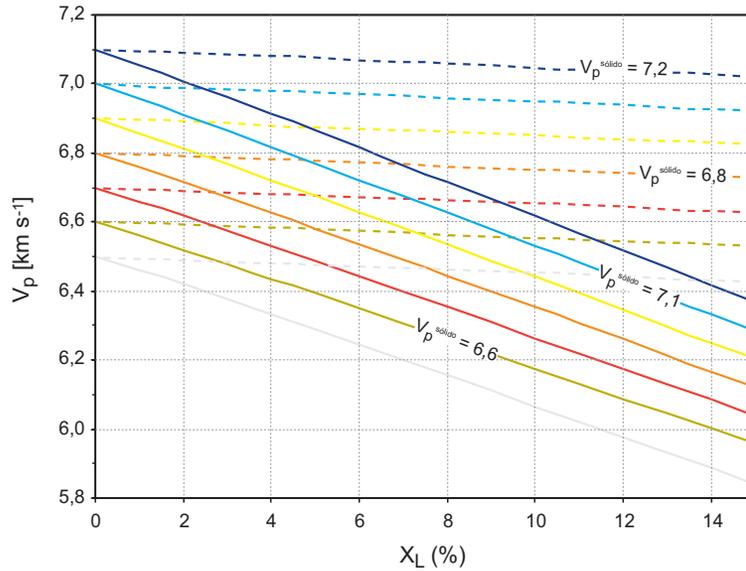
$$a = \text{sen} \left( \frac{\text{asen}(2X_L - 1)}{3} \right) + 0,5 \quad [7-2]$$

Esto es, la  $V_p$  de una corteza con presencia de fundido depende tanto de la  $V_p$  de la roca en estado sólido como de la  $V_p$  del fundido. Las escasas determinaciones experimentales de  $V_p$  en fundidos graníticos sugieren valores que oscilan entre 2,6-3,0 km s<sup>-1</sup> (Rivers y Carmichael, 1987; Schmitz *et al.*, 1997; Ferri *et al.*, 2007). De acuerdo con los valores obtenidos por Rivers y Carmichael (1987) para un fundido de tipo andesítico en condiciones de profundidad y temperatura acordes con los estimados aquí para la corteza profunda, se ha tomado el valor intermedio de  $V_p^{\text{fundido}} = 2,775 \pm 0,05$  km s<sup>-1</sup>.

Se ha valorado la reducción de  $V_p$  para el caso de una vertical situada en Béticas centrales (geoterma G2, Figura 7-1,  $q_0 = 77,2$  mW m<sup>-2</sup>) próxima a la intersección entre los dos perfiles de refracción de Banda *et al.* (1993). La columna de corteza considerada tiene un espesor de ~31 km y de acuerdo con los resultados presentados en esta tesis, en la parte baja de la corteza existe un dominio parcialmente fundido de 2 km de espesor ( $X_L$  en la Moho = 12,4%). La Figura 7-2 muestra la variación de distintas  $V_p$  según la cantidad de fundido. Se infiere que en los dominios fundidos, independientemente de la  $V_p^{\text{sólido}}$  considerada, la  $V_p$  global varía linealmente con el volumen de fundido. Así para una  $V_p$  inicial de 6,6 km s<sup>-1</sup>, en los dominios fundidos, si  $X_L = 10\%$ , la  $V_p$  final sería de ~6,17 km s<sup>-1</sup> (i.e., una reducción de ~6,5%). Inversamente, para que la velocidad en la parte más profunda de la corteza en Béticas tuviese la velocidad inferida por Banda *et al.* (1993) ( $V_p = 6,5$  km s<sup>-1</sup>) y con los volúmenes medios de fundido aquí obtenidos ( $X_L = 6,2\%$ ), la  $V_p$  de las rocas no fundidas debería ser de ~6,75 km s<sup>-1</sup> (i.e., un 3,7% mayor).

Si se calcula también para la vertical de G2 la velocidad global que tendría la corteza profunda comprendida entre la discontinuidad de 12 km (Banda *et al.*, 1993) y la Moho (~31 km), se comprueba que la  $V_p$  neta de esta capa de corteza (~19 km de espesor) disminuye ligeramente con la cantidad de fundido (líneas discontinuas en la Figura 7-2). Así, para alcanzar valores como los estimados en el perfil de refracción, la  $V_p^{\text{sólido}}$  sería ~6,53 km s<sup>-1</sup> (para  $X_L \sim 6\%$ ; i.e. una diferencia de 0,5%).

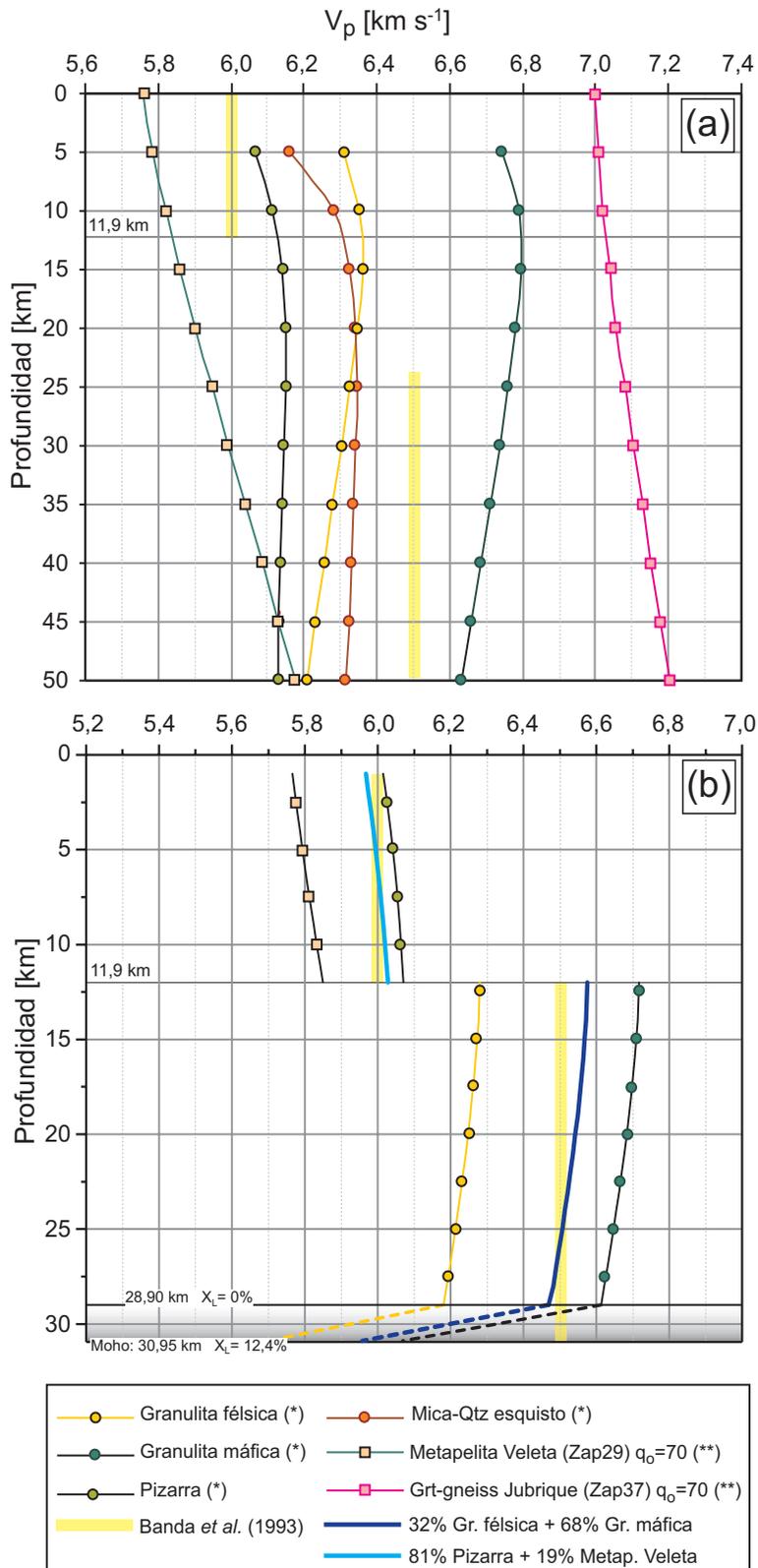
De todo este análisis se deduce que para explicar las bajas velocidades ( $V_p$ ) que caracterizan la corteza profunda en Béticas no basta con la presencia de dominios parcialmente fundidos (con tasas de fundido  $X_L \sim 6\%$ ), sino que hay que considerar además otros factores. A continuación se demostrará que la composición de esta corteza debe ser rica en sílice, distinta a una corteza inferior al uso (rica en rocas de composición máfica, como granulitas o incluso eclogitas en parte), como han sugerido en la región diversos autores (e.g., Banda *et al.*, 1993; García-Dueñas *et al.*, 1994).



**Figura 7-2.** Variación de la  $V_p$  teórica en un dominio cortical con fundido (líneas continuas) e incidencia en la  $V_p$  promedio en la corteza profunda en Béticas (entre 12 y 31 km, líneas discontinuas) para diferentes valores de  $V_p^{\text{sólido}}$ . Se toma como ejemplo la vertical situada en G2 (cf. Figura 7-1 para localización), donde el dominio cortical con presencia de fundido tiene un espesor máximo de 2,05 km y la tasa de fusión ( $X_L$ ) parcial aumenta hacia la base de la corteza ( $X_L = 12,4\%$ ;  $V_p^{\text{fundido}} = 2,775 \text{ km s}^{-1}$ )

Se han recopilados datos de  $V_p$  para rocas de composición silíceas (Christensen y Mooney, 1995), comparables a las obtenidas en aquellas rocas de los niveles más profundos de algunas unidades del Dominio de Alborán (Zappone *et al.*, 2000). Por comparación, se han tomado también valores para rocas adscritas normalmente a la corteza profunda, como las granulitas máficas y félsicas del catálogo de rocas de Christensen y Mooney (1995) (Figura 7-3a). De los anteriores autores se ha obtenido la variación de  $V_p$  con la profundidad y los parámetros de compresibilidad térmica ( $\delta V_p / \delta T$ ), cuyos valores aparecen resumidos en la Tabla 7-1. Con estos parámetros, se ha procedido a calcular la variación de  $V_p$  en la vertical de G2, según su geoterma ( $q_0 = 77,2 \text{ mW m}^{-2}$ ). Para reproducir en esta vertical el perfil de velocidades de Banda *et al.* (1993) se estima que la corteza superior (hasta  $\sim 12 \text{ km}$  de profundidad;  $V_p$  entre 5,4 y 6,0  $\text{km s}^{-1}$ ) podría estar formada por una combinación de rocas metapelíticas, entre las de una pizarra de Christensen y Mooney (1995) (81%) y las metapelitas que componen la Unidad de Veleta de Zappone *et al.* (2000) (19%) (Figura 7-3b).

Para la corteza profunda, por otro lado, en esta vertical la  $V_p = 6,5 \text{ km s}^{-1}$  se puede obtener mediante la combinación de rocas de composición félsica (granulitas félsicas, 32%) y máfica (granulitas máficas, 68%) de Christensen y Mooney (1995) (Figura 7-3b). El primer tipo de roca tiene unas propiedades equiparables a las metapelitas (esquistos) de grado medio descritas por estos mismos autores (Figura 7-3a).



**Tabla 7-1.** Medidas experimentales de propiedades sísmicas en rocas.

Roca	Variación de $V_p$ con la profundidad	$\frac{\delta V_p}{\delta T}$ [ $10^{-4}$ km s $^{-1}$ °C]
Metapelita (Un. Veleta)	$V_p(0 \text{ MPa}) = 5,76$ $\delta V_p/\delta P = 6,98 \times 10^{-4}$ km s $^{-1}$ MPa $^{(2)}$	-4,00 $^{(2)}$
Pizarra	$6,00 + 0,014z - 4,42 \times 10^{-4} z^2 + 4,06 \times 10^{-6} z^3$ $^{(1)}$	-4,00 $^{(1)}$
Granulita máfica	$6,70 + 0,014z - 5,86 \times 10^{-4} z^2 + 5,67 \times 10^{-6} z^3$ $^{(1)}$	-5,00 $^{(1)}$
Granulita félsica	$6,26 + 0,013z - 5,42 \times 10^{-4} z^2 + 5,23 \times 10^{-6} z^3$ $^{(1)}$	-4,90 $^{(1)}$

$^{(1)}$  Christensen y Mooney (1995);  $^{(2)}$  Zappone *et al.* (2000). Profundidad (z) en km.

Considerando estas composiciones promedio para la corteza profunda se ha procedido a evaluar en la vertical de G2 la modificación del perfil de  $V_p$  por efecto de la fusión parcial. Según el perfil de volumen de fusión parcial calculado en esta vertical ( $X_L$  máxima= 12,4% en la Moho= 30,95 km; inicio de la fusión parcial= 28,9 km) y aplicando las ecuaciones [7-1] y [7-2], se obtiene una reducción máxima de  $V_p$  en la Moho de ~ 8,5%, respecto a la  $V_p$  promedio de 6,5 km s $^{-1}$  ( $V_p$  para la composición modelo disminuye en el dominio fundido desde 6,47 a 5,95 km s $^{-1}$ ) (líneas discontinuas en Figura 7-3b).

Dado que donde hay fusión cortical se obtiene una reducción máxima de la  $V_p$  en la base de la corteza, se puede sugerir que en estos dominios corticales serán regiones preferenciales para que se produzcan fenómenos de atenuación sísmica. La redistribución de los fundidos en los niveles más profundos de la corteza estará fundamentalmente controlada por la fábrica tectónica (i.e., la foliación) que hacia la base de la corteza cabe esperar que se desarrollará sub-horizontal. Además, los niveles de la corteza parcialmente fundidos son dominios susceptibles de deformarse más fácilmente, por lo que en ellos se podrá localizar preferentemente la deformación. Ambos factores contribuyen al desarrollo de la anisotropía sísmica (e.g., Holtzman *et al.*, 2003). Atendiendo a la geometría de los dominios con presencia de fundidos en el Arco de Gibraltar (e.g., Figura 5-20) resultaría una anisotropía sísmica subparalela a la orientación general del orógeno. Estas hipótesis son consistentes con algunos de los modelos de tomografía, que muestran el desarrollo de fenómenos E-O de anisotropía sísmica en la Moho y hacia el techo del manto litosférico en Béticas orientales (e.g., Calvert *et al.*, 2000a, 2000b; Serrano *et al.*, 2005).

**Figura 7-3.** (a) Variación de las velocidades ( $V_p$ ) con la profundidad para distintas rocas de composición comparable a la sugerida para la corteza profunda bajo Béticas. (b) Perfil de velocidades teórico (según una posible combinación de rocas, tanto de corteza superior como profunda) capaz de reproducir el obtenido por Banda *et al.* (1993) en Béticas centrales (bandas verticales anchas). Se ilustra el caso de la vertical G2 (cf. Figura 7-1), mostrándose la variación de la  $V_p$  a través del dominio cortical fundido, donde la tasa de fusión aumenta linealmente y es máxima en la Moho ( $X_L$  ~12%). Variaciones de  $V_p$  calculadas a partir de los datos de Christensen y Mooney (1995) (\*) y Zappone *et al.* (2000) (\*\*) (Tabla 7-1).

### 7.1.2 Sobre la densidad y la elevación

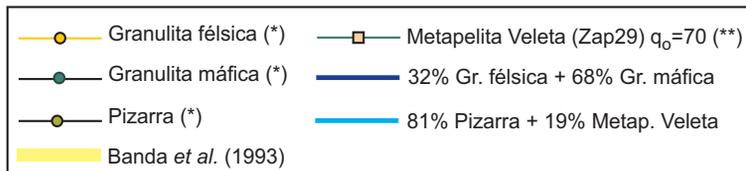
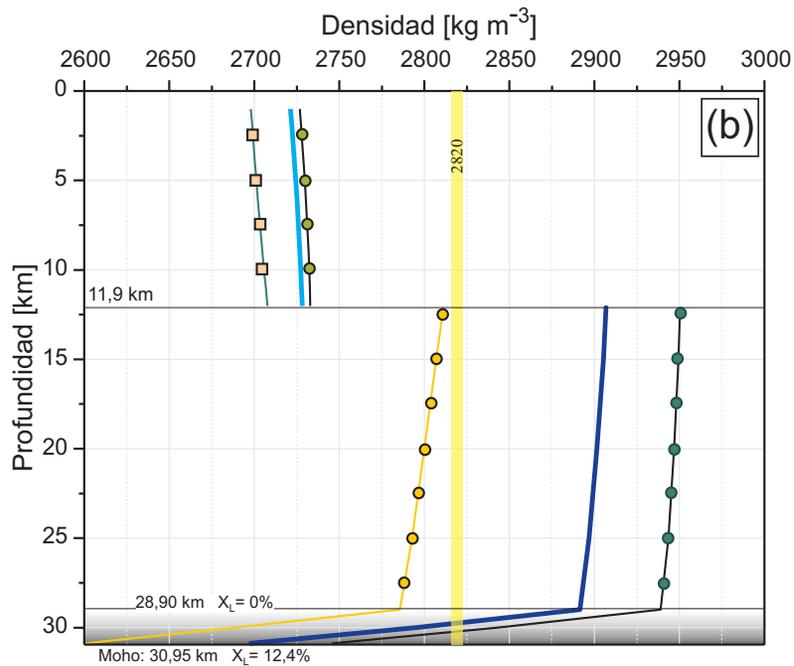
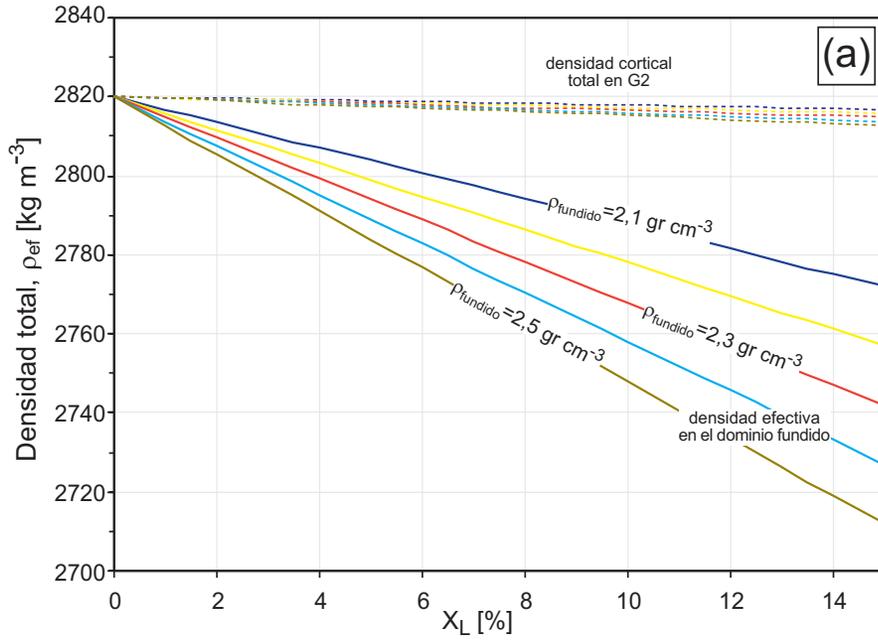
Los líquidos derivados de los procesos de fusión parcial, además de tener una  $V_p$  más baja que la roca de caja, son también menos densos. Aunque no existen muchas determinaciones experimentales de densidad de fundidos de composición granítica, se ha demostrado que ésta depende fundamentalmente de la composición, de los contenidos en agua y en elementos menores como el flúor, boro y cloro (e.g., Rivers y Carmichael, 1987; Johannes y Holtz, 1996). De acuerdo con estos autores la densidad de un fundido de esta composición varía entre 2300-2440 kg m<sup>-3</sup> para  $T \sim 800-1000^\circ\text{C}$  y profundidades de  $\sim 10-20$  km. En condiciones de fusión parcial, la densidad efectiva de una roca ( $\rho_{ef}$ ) está relacionada con la del fundido ( $\rho_{fundido}$ ) y la de la roca en estado sólido ( $\rho_{sólido}$ ):

$$\rho_{ef} = \rho_{sólido} + X_L (\rho_{fundido} - \rho_{sólido}) \quad [7-3]$$

siendo  $X_L$  el volumen molar de fundido. Tal y como se ilustra en la Figura 7-4a, la densidad del dominio fundido decrece linealmente según aumenta el volumen de fundido. En este diagrama se ilustra el caso de un dominio cuya densidad es igual al valor medio considerado en esta tesis para la corteza ( $\rho_{sólido} = 2820$  kg m<sup>-3</sup>; ap. 5.2.3) según  $X_L$  y con valores de  $\rho_{fundido}$  propios de fundidos graníticos (entre 2100-2500 kg m<sup>-3</sup>) (líneas continuas). Por ejemplo, para una densidad de fundido de 2300 kg m<sup>-3</sup> y una tasa de fusión parcial del 10%, la densidad inicial de la roca se reduce hasta 2768 kg m<sup>-3</sup> ( $\sim 2\%$  de reducción). Si esta variación de la densidad se compara con el conjunto de la corteza en la vertical de la geoterma G2 (líneas discontinuas en la Figura 7-4a), representaría una densidad cortical global (para un espesor de  $\sim 31$  km) de 2816 kg m<sup>-3</sup>, es decir la densidad total se reduciría tan sólo un 0,14%.

Considerando los modelos de composición descritos previamente para la corteza superior y profunda en la vertical de la geoterma G2 (ap. 7.1.1), el perfil de  $V_p$  obtenido (Figura 7-3b) puede ser transformado en densidad mediante la conversión no lineal de Christensen y Mooney (1995) (cf. ap. 5.2.3). Para profundidades inferiores a 10 km se ha utilizado la conversión de Gardner *et al.* (1974) (cf. ap. 5.2.2). El perfil de densidades resultante, así como los efectos de la fusión parcial en el dominio profundo parcialmente fundido, se muestran en la Figura 7-4b. La densidad de fundido utilizada en este estudio para los cálculos regionales ha sido la de 2370 kg m<sup>-3</sup>; valor promedio sugerido por Rivers y Carmichael (1987) y Johannes y Holtz (1996) para fundidos de composición granítica. Según la composición promedio estimada para la corteza

**Figura 7-4.** (a) Variación de la densidad efectiva teórica en un dominio cortical con fundido (líneas continuas) para diferentes tasas de fundido ( $X_L$  en %) y valores de densidad de fundido, así como incidencia sobre la densidad global (líneas discontinuas) de una columna cortical de espesor  $\sim 31$  km y densidad 2820 kg m<sup>-3</sup> (en ausencia de fundido). Se ha escogido el caso de la columna de corteza representada por la vertical G2 (cf. Figura 7-1). El espesor del dominio con fundido en este caso es de 2,05 km. (b) Conversión a densidad de las  $V_p$  estimadas para una posible composición de la corteza en el Dominio de Alborán (cf. Figura 7-3b). Se ha aplicado la conversión no lineal de  $V_p$ - $\rho$  de Christensen y Mooney (1995), sobre las  $V_p$  para diferentes litologías de estos autores (\*) y de Zappone *et al.* (2000) (\*\*) (cf. Figura 7-3b). A profundidades  $< 10$  km se ha utilizado la conversión  $V_p$ - $\rho$  de Gardner *et al.* (1974).  $\rho_{fundido} = 2370$  kg m<sup>-3</sup>. →



profunda, este valor de densidad de fundido y según las condiciones de fusión y temperatura establecidas en la vertical G2, la densidad cortical se reduciría significativamente en la base de la corteza, en donde se alcanzaría una densidad de  $2697 \text{ kg m}^{-3}$  (4,3%,  $X_L \sim 12\%$ ) (Figura 7-4b).

La reducción de la densidad en los dominios fundidos lleva implícito un incremento local de la energía potencial gravitacional (EPG) de la litosfera, y por tanto una modificación de la elevación, así como del campo de esfuerzos local en cada columna litosférica (e.g., Houseman y England, 1986). Si se asume un modelo de isostasia local de tipo Airy, la diferencia de EPG entre una columna litosférica con un dominio cortical fundido y otra sin fundido, implica un incremento de la elevación topográfica ( $E$ ) que es compensado por un ascenso de la astenosfera (con densidad  $\rho_a$ ), según:

$$\rho_{\text{sólido}}(Z_{\text{moho}} - Z_{\text{fundido}}) - \rho_{\text{ef}}(Z_{\text{moho}} - Z_{\text{fundido}}) + \rho_a E = 0 \quad [7-4]$$

Sustituyendo el término  $\rho_{\text{ef}}$  por la ecuación [7-3] y despejando, se obtiene:

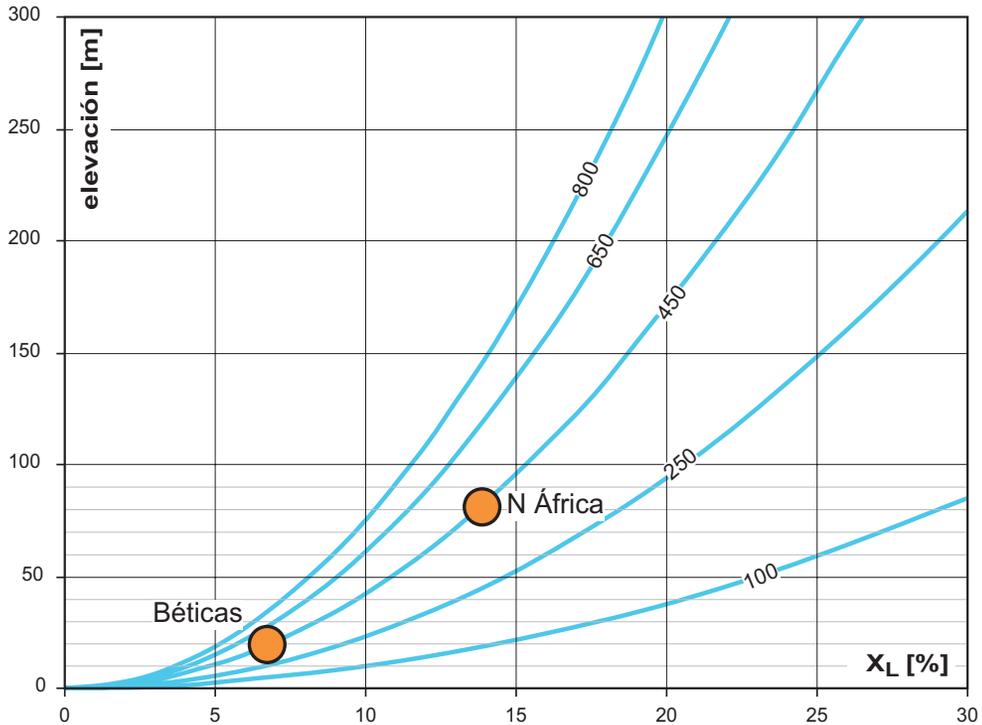
$$E = \frac{X_L (Z_{\text{moho}} - Z_{\text{fundido}}) (\rho_{\text{sólido}} - \rho_{\text{fundido}})}{\rho_a} \quad [7-5]$$

Esta expresión ha sido utilizada para estimar los cambios de elevación topográfica para distintos contrastes de densidad entre una corteza sólida ( $\rho_{\text{sólido}}$ ) y un fundido ( $\rho_{\text{fundido}}$ ).

Dado que los procesos de fusión parcial obtenidos en esta tesis se producen en un área de espesor cortical y flujo de calor sin grandes variaciones ( $27\text{-}32 \text{ km}$  y  $\sim 85 \text{ mW m}^{-2}$ ), se ha podido establecer una relación lineal entre el espesor del dominio con presencia de líquido granítico ( $Z_{\text{moho}} - Z_{\text{fundido}}$ ) y el volumen de fundido ( $X_L$ ). Para el caso de fusión por deshidratación de moscovita esta relación es del tipo:

$$(Z_{\text{moho}} - Z_{\text{fundido}}) = 0,30314 X_L \quad [7-6]$$

Utilizando esta relación empírica, la Figura 7-5 ilustra como varía la elevación topográfica según el volumen de fundido y del contraste de densidad entre la corteza no fundida y los líquidos graníticos ( $\rho_{\text{sólido}} - \rho_{\text{fundido}}$  desde 100 hasta  $800 \text{ kg m}^{-3}$ ). Para la densidad de fundido considerada ( $2370 \text{ kg m}^{-3}$ ) este intervalo equivale a densidades corticales entre  $2470$  y  $3170 \text{ kg m}^{-3}$ , respectivamente. Para la densidad cortical modelo, el contraste que habría que seguir en este diagrama sería por tanto  $450 \text{ kg m}^{-3}$ . De acuerdo con las tasas de fusión estimadas en Béticas orientales, este contraste de densidad resulta en una contribución máxima a la elevación de  $+20 \text{ m}$  ( $X_L \sim 7\%$ ), mientras que para el caso del Norte de África la contribución a la elevación resulta significativamente superior,  $+80 \text{ m}$  ( $X_L \sim 14\%$ ) (Figura 7-5). Por tanto, cabe plantearse si existe una relación entre los procesos de fusión parcial en la corteza profunda y la evolución más reciente de la superficie topográfica en el Arco de Gibraltar.



**Figura 7-5.** Incidencia del volumen de fundido (por deshidratación de moscovita) en la elevación como función del contraste de densidades ( $\text{kg m}^{-3}$ ). El gráfico está construido según una geoterma calculada para un flujo de calor medio de  $83 \text{ mW m}^{-2}$  y utilizando la ecuación [7-6]. Se muestran la contribución a la elevación de los máximos volúmenes de fusión promedio obtenidos en Béticas y Norte de África.

### *Contribución al levantamiento topográfico*

Está ampliamente documentado que ha habido un importante levantamiento topográfico desde el Mioceno superior en la región SE de Béticas (e.g., Braga *et al.*, 2003; Martín *et al.*, 2003). Entre los datos paleontológicos más recientes que pueden ser utilizados para comprobar la hipótesis anteriormente expuesta, destacan las terrazas marinas de edad Plio-Pleistoceno que quedan colgadas a distinta cota (e.g., Zazo, 1999).

Se ha llevado a cabo una revisión exhaustiva de todos los datos relativos a la posición, elevación y edad (tanto dataciones absolutas como asignación relativa) de las diversas terrazas marinas del Pleistoceno superior (sobre todo en los intervalos isotópicos 7a, 182 ka; 5e, 129 ka; 5c, 98 ka y 5a, 83 ka; e.g., Raffi *et al.*, 1993; Shackleton y Opdyke, 1973) que se han descrito en el SE peninsular, ya que suponen un conjunto de datos valiosísimos para poder estimar las tasas locales de ascenso topográfico en la región costera. Esta población de datos ha sido recopilada de las siguientes fuentes: para el litoral de Málaga (desde Marbella hasta el Rincón

de la Victoria) (Brückner y Radtke, 1986; Lario *et al.*, 1993; Zazo *et al.*, 1999); para la región de Campo de Dalías hasta Cabo de Gata (Hillaire-Marcel *et al.*, 1986; Somoza *et al.*, 1987) y para el litoral del levante almeriense y el murciano, desde Mojácar hasta Cabo Palos (Stearns y Thurber, 1965; Somoza *et al.*, 1987; Causse *et al.*, 1993; Goy *et al.*, 1993).

La elevación del nivel del mar para cada uno de los intervalos de nivel del mar alto (“*highstand*”) considerados, podría tomarse de la variación global del nivel del mar propuesta por Lambeck y Chappell (2001). No obstante, dado que por su carácter parcialmente restringido el Mediterráneo parece haber tenido otros valores de nivel del mar en este intervalo de tiempo (~182-83 ka), se ha optado por seguir las elevaciones absolutas sugeridas por Zazo (1999).

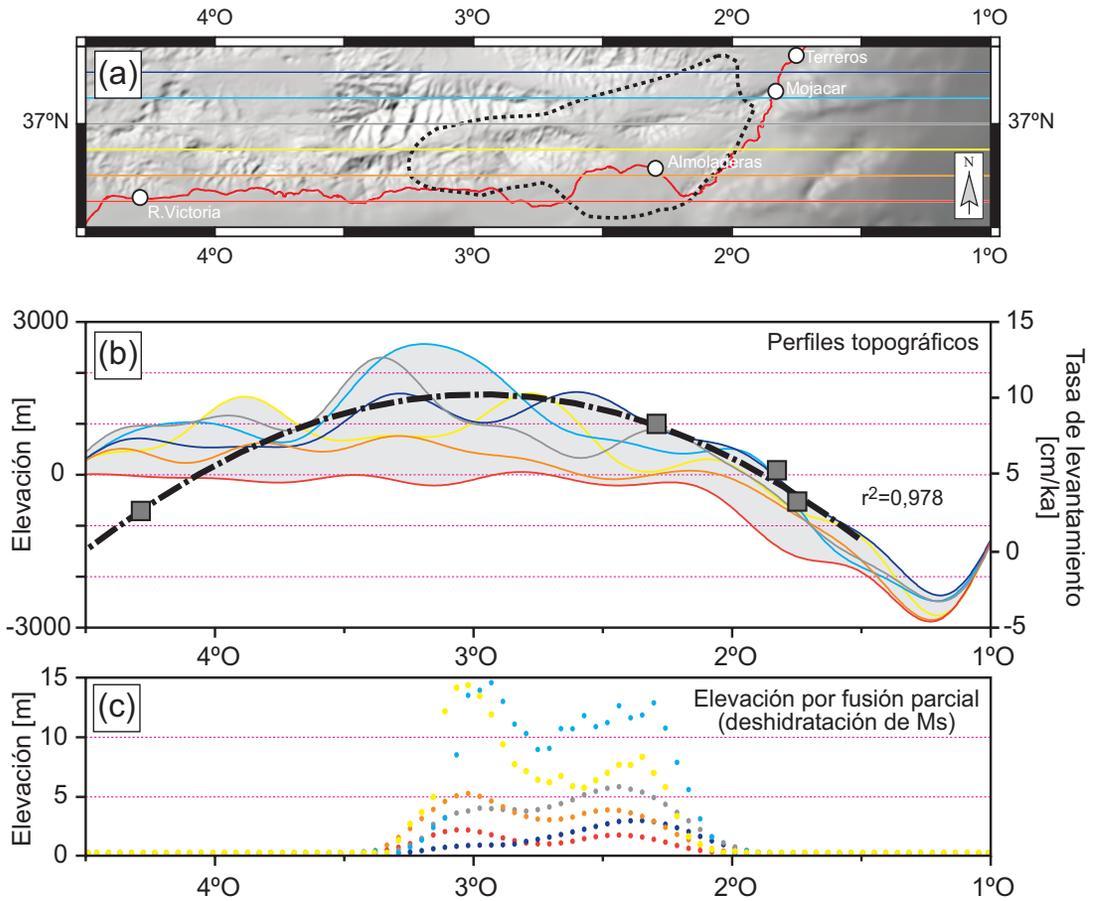
Las tasas de levantamiento local mostradas aquí se circunscriben al estadio 5c (ca. 97,65 ± 5,3 ka) (Tabla 7-2). Teniendo en cuenta que para este intervalo de “*highstand*”, Zazo (1999) sugiere un paleo-nivel del mar de 0 m, la expresión utilizada comúnmente para estimar tasas de levantamiento en terrazas marinas (Burbank y Anderson, 2001) se simplifica a:

$$T(m/ka) = \text{elevacion actual}(m) / \text{edad}(ka) \quad [7-7]$$

Las tasas de levantamiento local a lo largo del litoral desde Málaga hasta Murcia durante el estadio 5c, evidencian una tendencia en la elevación regional con un máximo en el entorno de Almería (~8 cm ka<sup>-1</sup>), disminuyendo tanto hacia Málaga (~2,5 cm ka<sup>-1</sup>) como hacia Murcia (~3 cm ka<sup>-1</sup>), dónde incluso pueden encontrarse terrazas de esta edad bajo el nivel del mar. Esta tendencia en su elevación actual, así como en las tasas de levantamiento finitas que se calculan, presenta un máximo coincidente con las regiones en las que la corteza profunda se encuentra parcialmente fundida (Figura 7-6). Se corrobora por tanto que los procesos de fusión parcial han podido contribuir a la evolución reciente del relieve en (al menos) la región costera del SE de Béticas.

**Tabla 7-2.** Terrazas marinas del estadio isotópico 5c (ca. 97,65 ka) en el SE de Béticas

Localidad	Lat.	Long.	Elev.	Paleo n.m.	Tasa lev. (cm ka <sup>-1</sup> )	Referencia	Fauna/material
R. de la Victoria	36,71	-4,29	2,5	0 m	2,5	Zazo <i>et al.</i> (1999)	Estalagmita
R. Almoladeras	36,83	-2,30	8,0	0 m	8,2	Hillaire-Marcel <i>et al.</i> (1986)	<i>Strombus bub.</i>
Mojácar	37,13	-1,83	5,0	0 m	5,1	Goy <i>et al.</i> (1986)	<i>Strombus bub.</i>
Terreros	37,30	-1,72	3,0	0 m	3,1	Goy <i>et al.</i> (1993)	<i>Strombus bub.</i>



**Figura 7-6.** (a) Perfiles seriados E-O y espaciados  $0,1^\circ$  en latitud, a lo largo del margen Norte de Alborán. La línea discontinua marca el límite del dominio cortical fundido por deshidratación de la moscovita. (b) Perfiles topográficos filtrados para bajas longitudes de onda ( $< 20$  km) y tasas de levantamiento estimadas a partir de los datos de terrazas marinas del estadio isotópico 5c (ca.  $97,65 \pm 5,3$  ka) (Tabla 7-2). Las terrazas han sido proyectadas. (c) Contribución al levantamiento topográfico de los volúmenes de fusión producidos a través de la deshidratación de la moscovita, ecuación [7-6],  $\rho_{fundido} = 2370 \text{ kg m}^{-3}$ .

### 7.1.3 Interacción entre fundidos y fallas corticales

Desde la región oriental de Béticas, hasta la de Alhoceima, pasando por la cresta de Alborán, discurre un importante sistema de fallas de salto en dirección (cf. ap. 2-3). En otras regiones con deformación activa en fallas de este porte se discute su prolongación en profundidad y si llegan a afectar a los niveles más profundos de la corteza (e.g., Henstock *et al.*, 1997; Wilson *et al.*, 2004). En la región de estudio podría sugerirse que la deformación asociada se extiende hasta la corteza profunda.

Este sistema de fallas coincide en la vertical con algunas de las regiones con fusión parcial en la corteza profunda, por lo que la zona de falla podría actuar como un canal permeable

a favor del cual se produzca inyección de fundidos y/o migración fluidos hacia zonas más someras. Cualquiera de estos procesos actuaría sobre la zona de falla lubricándola y reduciendo su resistencia, por lo que podría haber “*creep*” asísmico en alguno de sus segmentos más profundos. De ser cierta esta sugerencia, habría una importante partición en el modo de deformación a lo largo del sistema de falla y la distribución de la sismicidad se podría ver interrumpida en los segmentos lubricados por fundidos y/o fluidos. La distribución general de la sismicidad avala esta interpretación preliminar, dado que se muestra especialmente dispersa en las regiones con fusión y los terremotos de magnitud ( $M_d$ ) >3 suelen localizarse fuera de estos dominios corticales (cf. ap. 3.2).

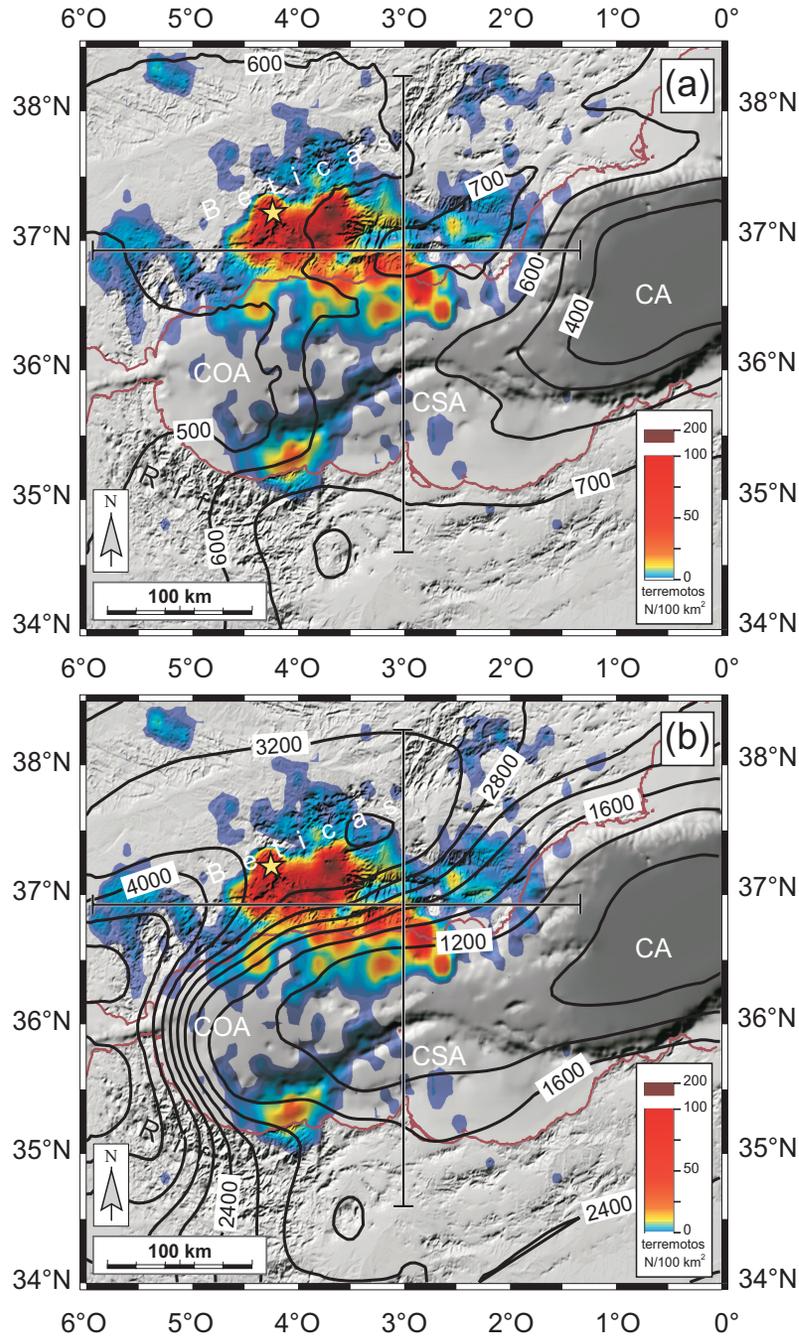
## **7.2 CONDICIONANTES DE LA SISMICIDAD**

La densidad de eventos sísmicos en la corteza evidencia una concentración preferencial de terremotos en Béticas centrales y en la región de Alhoceima. Comparando la densidad de eventos sísmicos con los resultados del modelo térmico y reológico (utilizando la temperatura en la Moho como referencia del estado térmico de la corteza y la resistencia bajo un régimen compresivo, Figura 7-7) se observa que existe una buena correlación entre máximos de sismicidad, temperatura y resistencia de la corteza. La máxima densidad de terremotos se localiza en regiones donde la temperatura en la base de la corteza oscila entre 550-700°C. Hacia las regiones con una Moho más fría la sismicidad disminuye o desaparece. Análogamente, en regiones donde la base de la corteza supera los 700°C, la densidad de terremotos disminuye notablemente. Atendiendo a la resistencia total de la corteza se observa que la sismicidad tiende a concentrarse en dos dominios de los márgenes, donde la resistencia de la corteza es intermedia (1600-3600 MPa km).

Todo ello apunta hacia el hecho de que la distribución espacial de la sismicidad cortical en el Arco de Gibraltar puede estar condicionada por el espesor de la corteza y su distribución de temperaturas, y por ende de la resistencia global de la corteza. En general los dominios fríos de corteza presentan una escasa sismicidad, bien porque la corteza es demasiado delgada y su resistencia muy baja, de modo que no se favorecen los mecanismos de deformación frágil; o bien porque la corteza es gruesa y fría y por tanto tan resistente (>3600 MPa km) que no abundan los procesos de fractura y ruptura con terremotos.

### **7.2.1 Temperatura y sismicidad**

Algunos autores han sugerido la existencia de una correlación entre la capa sismogénica ( $T_s$ ) y un cierto valor de temperatura. Por ejemplo, Chen y Molnar (1983) y Scholz (1990) sugieren que en regiones continentales la isoterma de  $350 \pm 100^\circ\text{C}$  representa el muro de la capa sismogénica. De acuerdo con la estructura térmica calculada en este estudio, es difícil definir para todo el arco una isoterma concreta como límite de la capa sismogénica. Considerando la capa sismogénica como aquella que agrupa el 95% de la sismicidad, se encuentra que la isoterma correspondiente sucede a profundidades variables (cf. Figura 6-11):  $200^\circ\text{C}$  en el Dominio Sudibérico (R1, ~9,5 km);  $350^\circ\text{C}$  en el margen Norte de Alborán (R2, ~10 km),  $380^\circ\text{C}$  en



**Figura 7-7.** (a) Mapa de temperatura de la Moho y densidad de terremotos (número de eventos/100 km<sup>2</sup>). (b) Resistencia total (en compresión) de la corteza (MPa km) y densidad de terremotos. Las líneas marcan la posición de las secciones mostradas en la Figura 7-9. La estrella indica la localización de la serie de Iznájar (Figura 7-10).

la Cuenca Oeste de Alborán (R3, ~12 km) y 470°C en la región de Alhoceima (R4, ~17 km). Para valorar en la región el espesor de la capa sismogénica mediante un límite térmico, se ha procedido a comparar la distribución de la sismicidad respecto a tres isoterma maestas que cubren ese intervalo (250°C, 350°C y 450°C) (Figura 7-8).

La isoterma de 250°C varía en profundidad desde un máximo de 12-14 km, bajo el Dominio Sudibérico y el Estrecho de Gibraltar, hasta un mínimo de 6 km bajo la Cuenca Argelina y la Cuenca Este de Alborán (Figura 7-8a). Esta superficie, define un volumen de corteza que contiene el 65% de la sismicidad cortical. La mayor parte de la sismicidad que contiene esta capa, corresponde a los eventos sísmicos localizados en Béticas centrales (Figura 7-8b).

La isoterma promedio de 350°C varía entre 22 km, bajo el Estrecho de Gibraltar y 8-9 km de profundidad en la Cuenca Argelina y la Cuenca Este de Alborán (Figura 7-8c). Bajo el Dominio Sudibérico esta superficie oscila entre 18-20 km. El 86% de la sismicidad de la región queda así contenida en la capa sobre esta superficie. La sismicidad que queda bajo esta superficie corresponde fundamentalmente a los eventos asociados a las series sísmicas registradas a lo largo del margen Norte de Alborán (e.g., Adra 1993-94) y Alhoceima (1994, 2004) (Figura 7-8d).

Cuando se emplea por el contrario el límite térmico de 450°C, el 95% de la sismicidad queda contenida en la corteza suprayacente. La superficie definida por esta isoterma oscila entre profundidades de 30 km y 12 km (Figura 7-8e). Los terremotos que quedan más profundos que esta isoterma están fundamentalmente restringidos a eventos aislados en la Cuenca de Granada y alrededores, y el margen Norte de Alborán (en 36,5°O y 3°O - 4°O) (Figura 7-8f). De este análisis se deduce que para el Arco de Gibraltar la isoterma de 450°C puede representar una aproximación válida para definir la capa sismogénica.

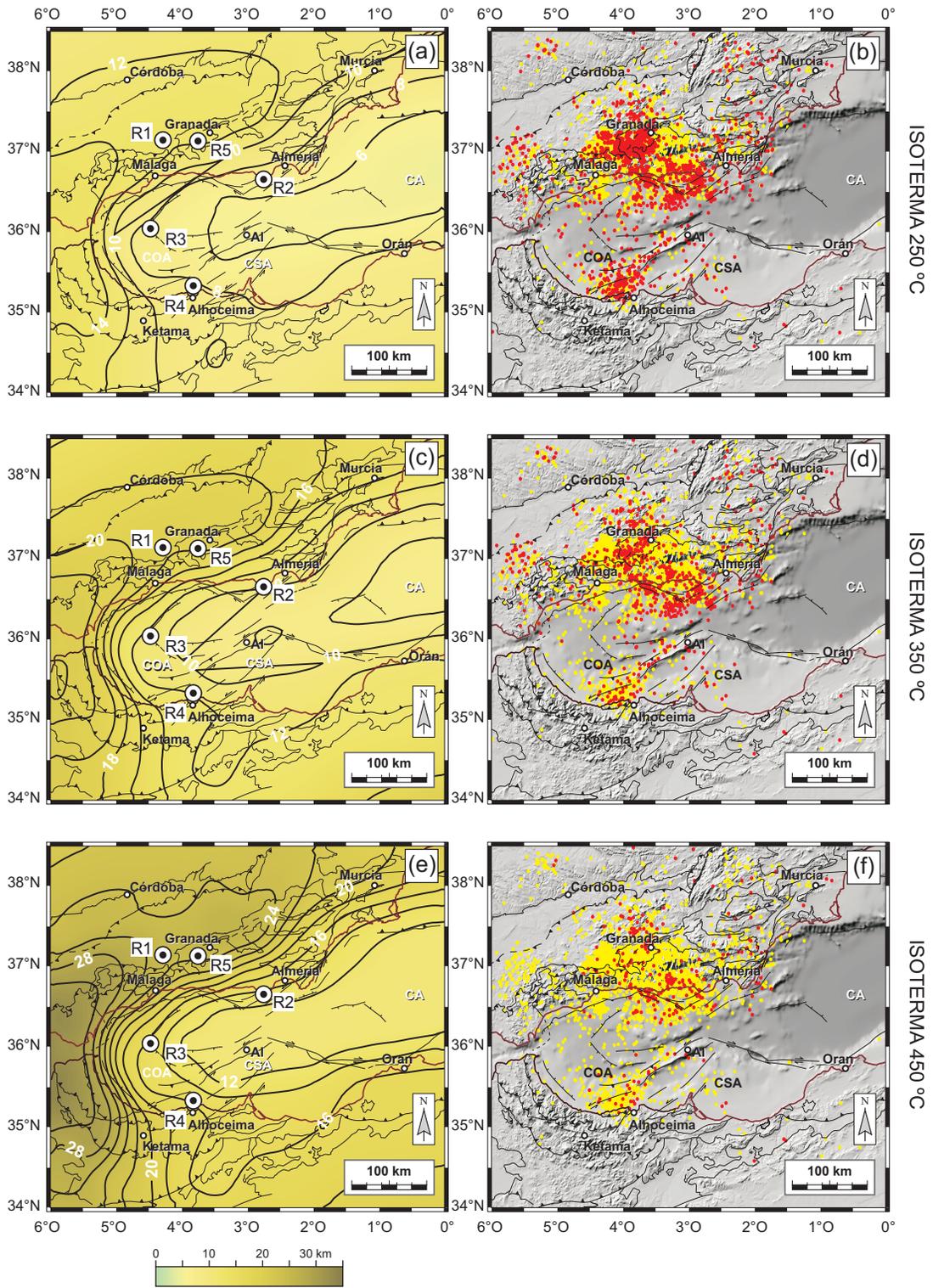
## 7.2.2 Estratificación reológica

Como se mostraba en el Capítulo 6 (cf. Figura 6-11), los máximos de distribución de la sismicidad cortical en profundidad se ajustan a los máximos de resistencia de la corteza y por tanto con la profundidad de la TDF. De esta comparativa se deduce por tanto que un importante porcentaje de la sismicidad cortical se ubica en la TDF (17%), mientras que el resto de los eventos sísmicos se distribuyen en la parte inferior del dominio frágil (42%) y hacia el techo del dúctil (41%).

De la distribución general de la sismicidad en profundidad se deduce que un 2,3% de la sismicidad se localiza en el primer kilómetro de la corteza y un 3,6% en los dos primeros kilómetros. Atendiendo a estos datos, se puede considerar que la corteza sismogénica comienza a 1-2 km de profundidad. De acuerdo con el modelo reológico elaborado en este trabajo, a esa

---

**Figura 7-8.** Profundidad de las isoterma (a) 250°C, (c) 350°C y (e) 450°C, comparándose con la profundidad de los focos sísmicos respecto a estas temperaturas (b, d, f). Los eventos coloreados en amarillo son más someros que la isoterma considerada en cada caso, los rojos son más profundos. 



profundidad y para un contexto en compresión, la resistencia cortical es de ~50 MPa. Luego, si la corteza es sismogénica desde este umbral de resistencia hasta que alcanza la TDF, debe de comportarse de manera semejante bajo la TDF hasta que la resistencia decae bajo este umbral. En este caso los mecanismos de deformación dominantes serán de tipo dúctil. El espesor de corteza dentro del dominio dúctil con una resistencia equivalente a la del dominio frágil sismogénico (~50 MPa) es con diferencia mucho menor, dado que la resistencia bajo la TDF decae según una ley exponencial. Esta observación es consistente con la disminución exponencial de la sismicidad descrita bajo la TDF (cf. ap. 6.4, Figura 6-12) y apoya la sugerencia realizada por otros autores de que la TDF no representa la base de la capa sismogénica (e.g., Willingshofer y Cloetingh, 2003; Chen y Yang, 2004).

Para analizar la variación en profundidad de la resistencia de la corteza se han realizado diversas secciones corticales en las que el modelo reológico se combina con la distribución de la sismicidad en el entorno de cada sección (Figura 7-9). En estas secciones se puede observar como los dominios corticales con resistencia superior a 50 MPa se extienden varios kilómetros (3-5 km) bajo la TDF. La sismicidad proyectada en ambas secciones corticales se localiza no sólo en el dominio cortical frágil, sino que se extiende a los dominios dúctiles.

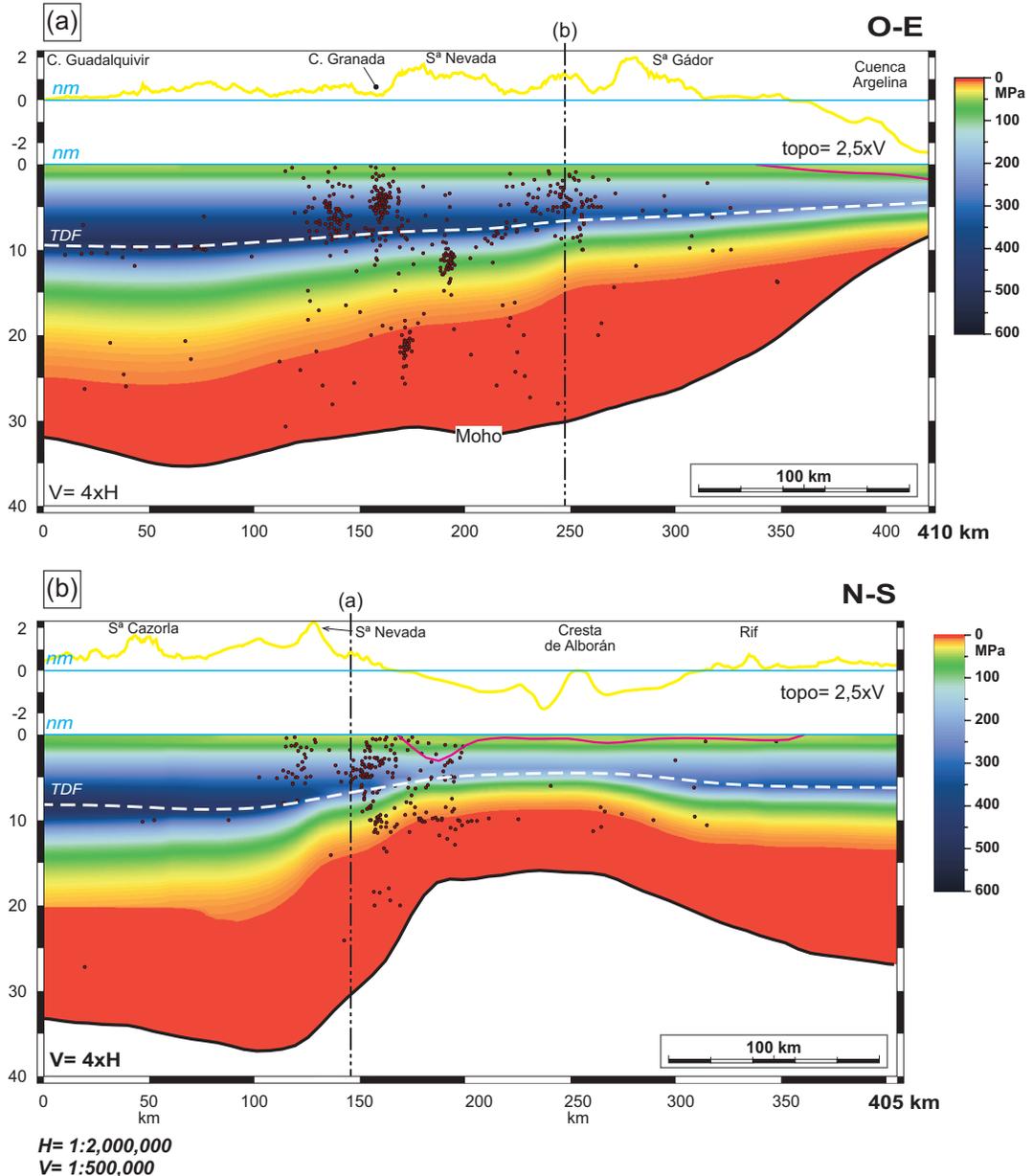
En estas secciones se observa además que las regiones donde la resistencia de la corteza es inferior a 50 MPa, la sismicidad desaparece o se reduce notablemente. Estos dominios, con deformación frágil y dúctil estimada, delimitan un núcleo de alta resistencia dentro de la corteza. Analizando la población de eventos sísmicos del arco que quedan contenidos en estos dominios de mayor resistencia, se observa que más del 75% de la sismicidad cortical se desarrolla en su seno. Por tanto, se puede concluir que un valor de resistencia >50 MPa delimita razonablemente bien los dominios potencialmente sismogénicos en el Arco de Gibraltar.

El desarrollo y origen del importante número de eventos sísmicos localizados muy por debajo de la TDF requiere de una discusión separada. Algunos de estos eventos se nuclean incluso en regiones de la corteza profunda donde la resistencia cortical es inferior a 10 MPa. Son eventos fundamentalmente aislados, aunque algunos aparecen asociados a enjambres sísmicos que traspasan la transición dúctil-frágil y alcanzan dominios de muy baja resistencia dentro de la corteza profunda (cf. Figura 7-9a).

En las regiones más profundas de la corteza existe un 5% de la sismicidad cortical que se encuentra distribuido de manera dispersa, a modo de eventos aislados. Esta sismicidad podría desarrollarse en dominios con un contenido bajo en fluidos, constituyendo parches resistentes dentro de la corteza. Bajo estas condiciones de alta presión-alta temperatura, puede producirse fracturación si la velocidad de deformación aumenta súbitamente. Este aumento puede producirse en relación con terremotos de gran magnitud nucleados en capas superiores de la corteza (e.g., Lund *et al.*, 2004).

El modelo reológico que aquí se presenta es un modelo estacionario que predice el comportamiento reológico de la corteza para grandes intervalos de tiempo (“*long-term rheology*”). No obstante, la distribución de la sismicidad presenta desviaciones locales respecto al patrón

predicho por el modelo reológico (con velocidades de deformación del orden de  $10^{-14}$  a  $10^{-16}$  s $^{-1}$ ); como por ejemplo, enjambres de terremotos que cortan la TDF y se introducen directamente en los dominios corticales dúctiles. Este hecho se puede explicar en términos de lo que se



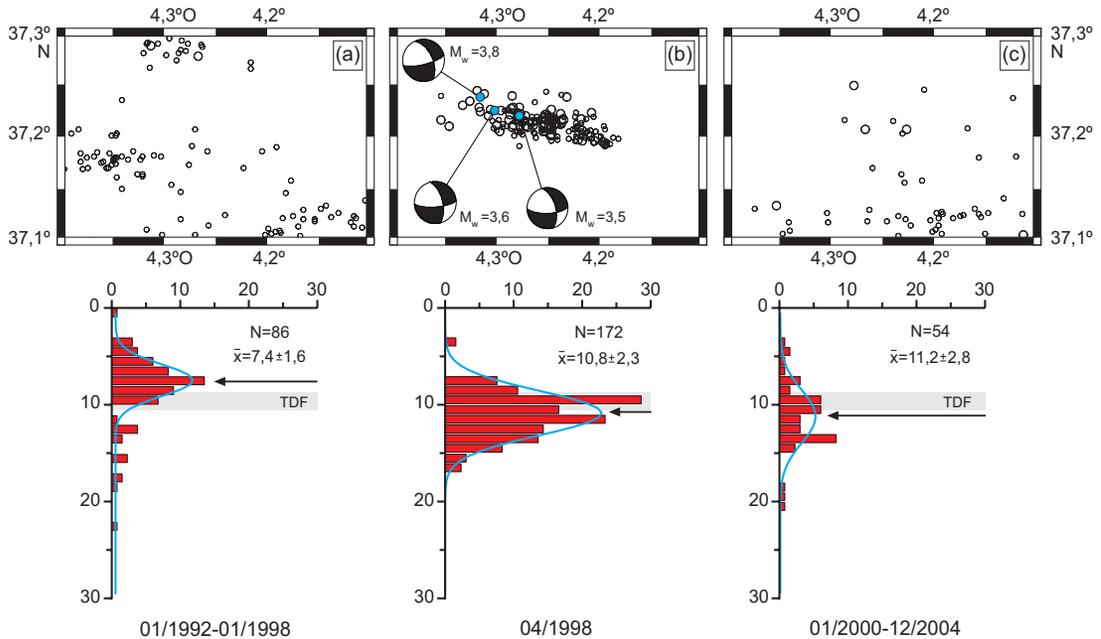
**Figura 7-9.** Secciones corticales que ilustran la resistencia de la corteza para un modelo en compresión y la distribución de la sismicidad en el entorno de la sección: (a) sección E-O y (b) sección N-S. La posición de los perfiles queda recogida en la Figura 7-7. La topografía (línea amarilla) aparece indicada con una escala exagerada en la parte superior de cada sección. La línea roja delimita el espesor de sedimentos. La posición de la TDF está indicada con una línea discontinua. Los terremotos han sido proyectados desde una banda de 20 km centrada en cada sección.

conoce como “*short-term rheology*”, en el que se consideran variaciones instantáneas (10-100 años) de las características reológicas de la corteza en relación, por ejemplo, con un terremoto de magnitud intermedia o alta.

El desplazamiento de una falla durante un terremoto de estas características ( $M_w > 3$ ) puede causar un aumento súbito de los esfuerzos diferenciales y de las velocidades de deformación en las regiones próximas a la terminación inferior de la falla (Ellis y Stöckhert, 2004). Este terremoto en la corteza superior conlleva un desplazamiento transitorio de la TDF y la aparición de un dominio con alta velocidad de deformación que se propaga hacia la base de la corteza. Según estos autores este efecto permanece en la corteza profunda (supuestamente dúctil) entre 10 y 100 años. Los modelos desarrollados por estos autores demuestran que una velocidad de deformación que aumente localmente hasta  $10^{-13} \text{ s}^{-1}$  (para un flujo de calor promedio de  $70\text{-}90 \text{ mW m}^{-2}$ ), puede inducir una profundización transitoria de la TDF de hasta 5 km y un incremento local de la resistencia total de la corteza de más de 2000 MPa km (cf. Figura 3 de Ellis y Stöckhert, 2004). En consecuencia, las réplicas de un evento principal podrían desarrollarse bajo la TDF, en dominios que se encuentran usualmente bajo condiciones de deformación dúctil y donde la corteza posee una baja resistencia. Otra consecuencia interesante de este estudio es que bajo la terminación inferior de la falla primigenia, la perturbación en la velocidad de deformación puede mantenerse periodos de tiempo suficientemente largos ( $\leq 100$  años).

Para comprobar esta sugerencia se ha escogido la serie sísmica de Iznájar (1998), que es una de las principales series sísmicas de Béticas centrales durante la cual se llegaron a registrar más de 2500 eventos en un periodo de 17 días, con tres eventos principales de  $M_w = 3,5$ ;  $3,6$  y  $3,8$  (cf. Figura 3-5). Su localización, al Oeste de la Cuenca de Granada, en una región sin grandes variaciones de espesor cortical (31-32 km), flujo de calor intermedio ( $60 \text{ mW m}^{-2}$ ) y sin precedentes de eventos sísmicos significativos (de  $M_w > 3$ ), la hacen idónea para validar esta hipótesis. La distribución en profundidad de la sismicidad registrada en los meses previos al inicio de la serie (01/1992-01/1998) sigue una función Gaussiana cuya media es  $7,4 \pm 1,6$  km (Figura 7-10). Durante los días que duró la serie (11 a 28/04/1998) la profundidad media de la sismicidad aumentó hasta  $10,8 \pm 2,3$  km. Con posterioridad a la serie sísmica la sismicidad en la región (2000-2004) sigue centrada en una profundidad parecida o ligeramente superior ( $11,2 \pm 2,8$  km). Atendiendo al modelo de Ellis y Stöckhert (2004), la variación en la profundidad media de la sismicidad puede obedecer a la persistencia de una perturbación local originada por los primeros eventos de mayor magnitud, permitiendo que la velocidad de deformación sea lo suficientemente alta en los 5 años posteriores como para que descienda la TDF y puedan nuclearse terremotos a profundidades mayores a las de la TDF primigenia ( $9,8 \pm 1$  km) (Figura 7-10). Este bien podría ser el caso de otras regiones del Arco de Gibraltar en los que la serie sísmica se prolonga desde la TDF hasta la corteza profunda.

Este podría ser el caso de la región de Alhoceima, donde la sismicidad se distribuye en profundidad sin un patrón claro y abundan los eventos situados bajo la TDF (cf. Figura 6-11d). La repetición de terremotos de magnitud ( $M_w$ ) superior a 5,5, con intervalos de recurrencia relativamente cortos ( $<10$  años), puede promover una perturbación continua de la velocidad de deformación, permitiendo la propagación de terremotos posteriores hacia la corteza más profunda.



**Figura 7-10.** Distribución de la sismicidad en la región de la serie de Iznájar (1998) (ver localización en Figura 7-7). Se ha seleccionado aquellos eventos con  $M_d > 2,5$ ; mostrándose su distribución espacial en planta y debajo su distribución en profundidad. (a) Terremotos en la región de la serie de Iznájar entre 1992 y 1998. (b) Distribución de terremotos de la serie sísmica durante el mes de abril de 1998. Se indican los mecanismos focales de los eventos principales de la serie. (c) Distribución de la sismicidad en la región entre 2000 y 2004. El tamaño de los círculos es proporcional a la magnitud de terremoto.

Se podría sugerir que estas perturbaciones en la velocidad de deformación se propagan incluso hasta el manto, aumentando su resistencia y generando terremotos en la parte alta del manto litosférico. De hecho, es común que la sismicidad en el manto más somero se localiza bajo las regiones corticales con una mayor densidad de terremotos, por lo que la sismicidad en ambos niveles podría estar interconectada. Este puede ser el caso de las series sísmicas situadas en los márgenes de Alborán (e.g., Alhoceima y Adra), por que al tener una corteza delgada (18-20 km) las perturbaciones en la velocidad de deformación pueden alcanzar más fácilmente el manto.

### 7.2.3 Papel de la TDF en la deformación actual

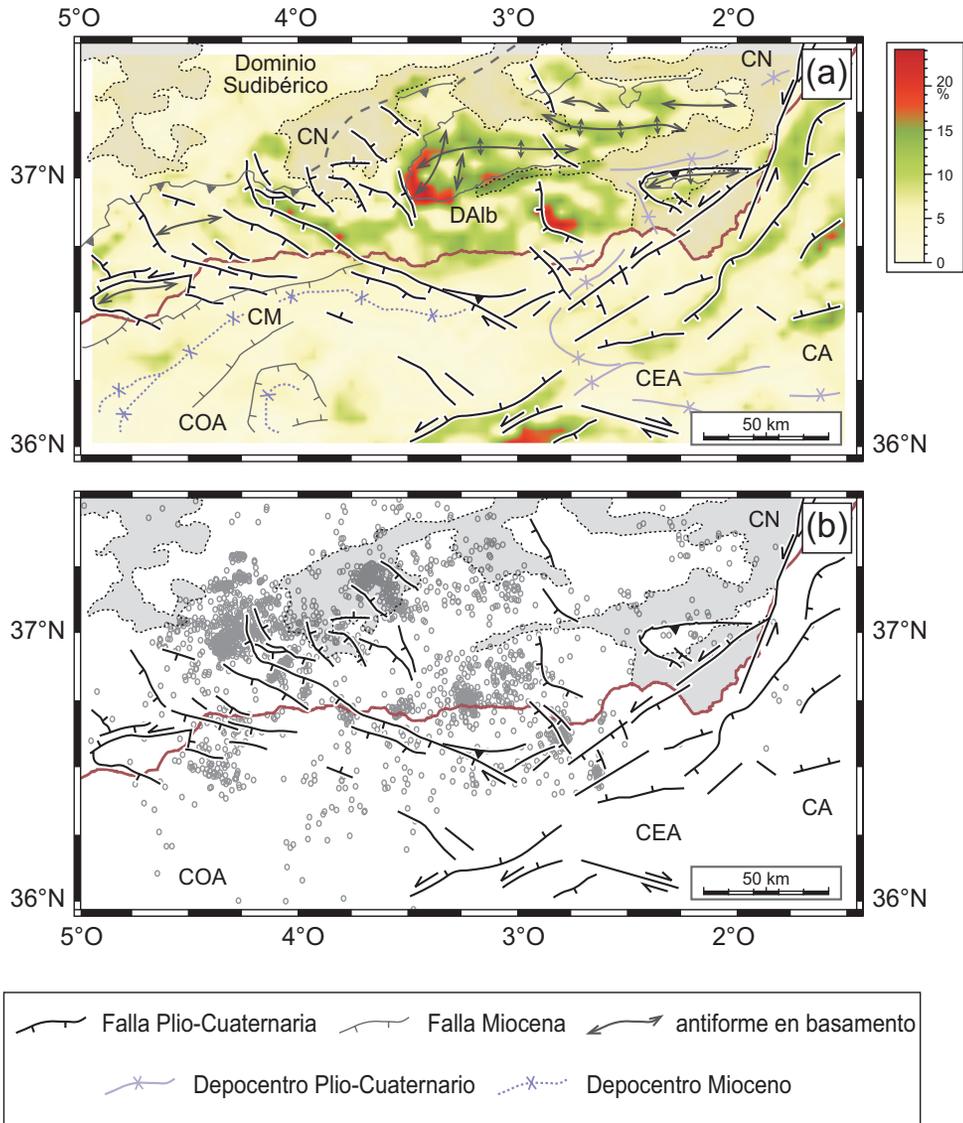
La orientación y estructura interna de las principales elevaciones montañosas en Béticas centrales están condicionadas por el desarrollo de grandes pliegues anticlinales de orientación E-O, que han elevado la región desde el Mioceno superior hasta la actualidad (e.g., Martínez-Martínez *et al.*, 2004). La presencia de fallas activas junto con diversas observaciones geomorfológicas en Béticas, apoyan la idea de un prolongado evento de levantamiento tectónico acompañado de un descenso eustático del nivel del mar (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1999; Giménez *et al.*, 2000; Braga *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2003; Stokes y Mather,

2003; Zazo *et al.*, 2003 y referencias incluidas). En la región oriental de Béticas se localiza además un importante sistema de fallas de salto en dirección con componente izquierda que ha sido activo desde el Neógeno (Mioceno medio) (e.g., Bousquet, 1979; Montecat *et al.*, 1987; Weijermars, 1987; de Larouzière *et al.*, 1988; Bourgois *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Martínez-Díaz, 2002; Masana *et al.*, 2004). Este sistema continúa con las fallas que limitan la cresta de Alborán y se puede seguir en el margen emergido meridional, en el Rif oriental.

La topografía en Béticas centrales y orientales exhibe bandas estrechas de elevadas pendientes (15-16%) y orientación ONO-ESE a NO-SE. Estas zonas coinciden en general con las pendientes occidentales de las principales elevaciones montañosas (Figura 7-11a). Las observaciones de campo confirman que corresponden con escarpes de fallas recientes, asociados a sistemas de fallas normales de alto ángulo que buzcan con componente Oeste (e.g., García-Dueñas *et al.*, 1992; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1999; Muñoz *et al.*, 2002; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2004; Reicherter y Peters, 2005). La prolongación en profundidad de estas fallas se desconoce en la mayoría de los casos; pero podrían ser fallas listricas o superficies planas con alto buzamiento. Se ha observado que muchos de los agrupamientos espaciales de terremotos y algunas series sísmicas se localizan en el dominio cortical frágil, inmediatamente delante de los principales escarpes topográficos (Figura 7-11b). Estos agrupamientos parecen dibujar la prolongación en profundidad del segmento sismogénico de las estructuras observadas en superficie, constituyendo superficies de falla con un buzamiento elevado (Figura 7-9a). Los sistemas de fallas normales que configuran la vertiente occidental de las principales elevaciones montañosas probablemente converjan en profundidad hacia la zona de TDF, dando lugar a una geometría de bloques basculados en la corteza superior (Figura 7-12).

Estas observaciones permiten sugerir que la TDF constituye un horizonte ligeramente buzante al NO hacia el que se desarrollan sistemas coalescentes de fallas sismogénicas. Esta interpretación explicaría así la naturaleza somera de los terremotos corticales en Béticas y a lo largo del margen Norte de Alborán. Los grandes pliegues E-O que se desarrollan en el Dominio de Alborán probablemente se atenúen también en la TDF. La alta concentración de eventos sísmicos que se registra en esta zona (17%) refuerza esta interpretación de la TDF, como una zona preferente de localización de la deformación, constituyendo un horizonte intra-cortical de despegue y desacoplamiento (e.g., McKenzie y Jackson, 1983; Regenauer-Lieb *et al.*, 2006). Las fallas normales que se desarrollan sobre la TDF compartimentan la corteza superior en bloques que, favorecidos por la baja resistencia de la corteza profunda, basculan, condicionando la evolución más reciente del relieve en Béticas. Estos bloques corticales han experimentado una rotación variable, mediante un eje vertical, en los tiempos más recientes (Plioceno y Cuaternario), tal y como sugieren los datos paleomagnéticos (e.g., Mattei *et al.*, 2006).

Por otra parte, las variaciones laterales de resistencia es un factor adicional que puede influir en el desarrollo de fallas de salto en dirección en la corteza (Roy y Royden, 2000). Las fuertes variaciones de resistencia total de la corteza que tienen lugar a través de Béticas orientales y hacia la Cuenca Argelina, combinado con la convergencia NO-SE entre África y Eurasia, son



**Figura 7-11.** (a) Análisis de pendientes de la topografía y batimetría de Béticas en el margen Norte del Mar de Alborán filtrada para longitudes de onda inferiores a 5 km. (b) Distribución de la sismicidad en el dominio cortical frágil. Las principales estructuras clasificadas de acuerdo con su edad relativa han sido incluidas en el mapa. La geología ha sido simplificada de Martínez-Martínez *et al.* (2002) para las regiones emergidas y de Comas *et al.* (1999) y Gràcia *et al.* (2006) para las regiones sumergidas. CA: Cuenca Argelina; Cuenca Este de Alborán; CN: Cuencas Neógenas; COA: Cuenca Oeste de Alborán; DAib: Dominio de Alborán; CM: Cuenca de Málaga. Los pelos de las fallas sólo indican sentido de buzamiento del plano de falla.

condiciones suficientes para que en esta región se produzca una concentración preferencial de esfuerzos y se desarrollen zonas de cizalla transpresivas. La deformación en estas zonas puede concentrarse, generando segmentos mayores de fallas de salto en dirección izquierdo. Este tipo de procesos han sido descritos en otras regiones orogénicas, como la falla de salto en dirección de Altyn Tagh en el Himalaya (e.g., Vilotte *et al.*, 1984; England y Houseman, 1985).



### 7.2.4 Flujo dúctil en la corteza profunda

La estratificación reológica de la corteza ayuda a interpretar otras características generales del Arco de Gibraltar, como su topografía. Al contrario que en otras regiones orogénicas, las principales elevaciones montañosas están alejadas del frente orogénico, trascendiendo y extendiéndose más al Norte de la traza del cabalgamiento de Gibraltar en Béticas centrales. En esa región se encuentra una corteza profunda muy poco resistente ( $<10$  MPa, cf. Figura 7-9), con características que permiten el flujo dúctil (Block y Royden, 1990) desde los dominios corticales más adelgazados (en el Mar de Alborán) hacia la regiones emergidas (Béticas y Rif). Este flujo promovería un engrosamiento cortical y el ascenso de la superficie topográfica (Martínez-Martínez *et al.*, 2004).

Según la dirección de flujo sugerida (hacia el NO), este proceso alcanzaría la región cortical del Macizo Ibérico. Aquí la corteza profunda tiene características de corteza inferior (e.g., Fernández *et al.*, 2004) y al tener mayor resistencia, podría constituir una barrera al avance del flujo cortical. Según esta sugerencia, la ausencia de una corteza de estas características bajo el Arco de Gibraltar acentuaría el desarrollo tanto de un bulbo cortical y como de un levantamiento de la superficie topográfica.

El fuerte contraste de resistencia entre la corteza profunda y el techo del manto litosférico puede favorecer también un desacoplamiento mecánico entre corteza y manto. Este proceso se verá acentuado en aquellas regiones del Arco de Gibraltar con presencia de fundidos, erigiéndose como zonas de desacoplamiento preferente entre corteza y manto, o de delaminación de la corteza inferior (e.g., Beaumont *et al.*, 2004).

### 7.3 ROTACIÓN DE ESFUERZOS

Los arcos orogénicos con procesos de deformación activa suelen estar caracterizados por un patrón radial de esfuerzos, donde el esfuerzo horizontal máximo ( $S_{Hmax}$ ) se dispone perpendicular a la dirección del orógeno. Este patrón de esfuerzos se ha descrito en los Alpes (e.g., Delacou *et al.*, 2004; Kastrup *et al.*, 2004; Jiménez-Munt *et al.*, 2005; Selverstone, 2005), los Cárpatos (e.g., Bada *et al.*, 1998; Kóvac *et al.*, 2002), la región del Tibet-Himalaya (e.g., England y Houseman, 1986; Houseman y England, 1993; England y Molnar, 2005), los Andes (e.g., Coblenz y Richardson, 1996; Meijer *et al.*, 1997; Khazaradze y Klotz, 2003) y el

**Figura 7-12.** Estructura, sismicidad y estratificación reológica de la corteza en Béticas centrales y el margen Norte del Mar de Alborán. La localización de cada una de las secciones se indica en el mapa adjunto. La geología de superficie ha sido simplificada de la Figura 7-11. Se ha proyectado la sismicidad ( $M_d > 2$ ) situada en una banda de 30 km de ancho centrada en cada sección. Además se ha incluido un histograma de frecuencias relativas para la distribución en profundidad de la sismicidad en cada sección. La orientación de las secciones (OSO-ENE) ha sido escogida paralela a la dirección de extensión inferida a partir de las observaciones geológicas sobre fallas activas en superficie. El modelo digital de elevaciones se ha construido combinando la base SRTM (USGS-NASA) y GEBCO (IOC-IHO). Sobre la topografía se han superpuesto los valores de pendiente (en %) con un espaciado horizontal de 5 km. CA: Cuenca Argelina; CG: Cuenca de Granada; CM: Cuenca de Málaga; DA: Dominio de Alborán.

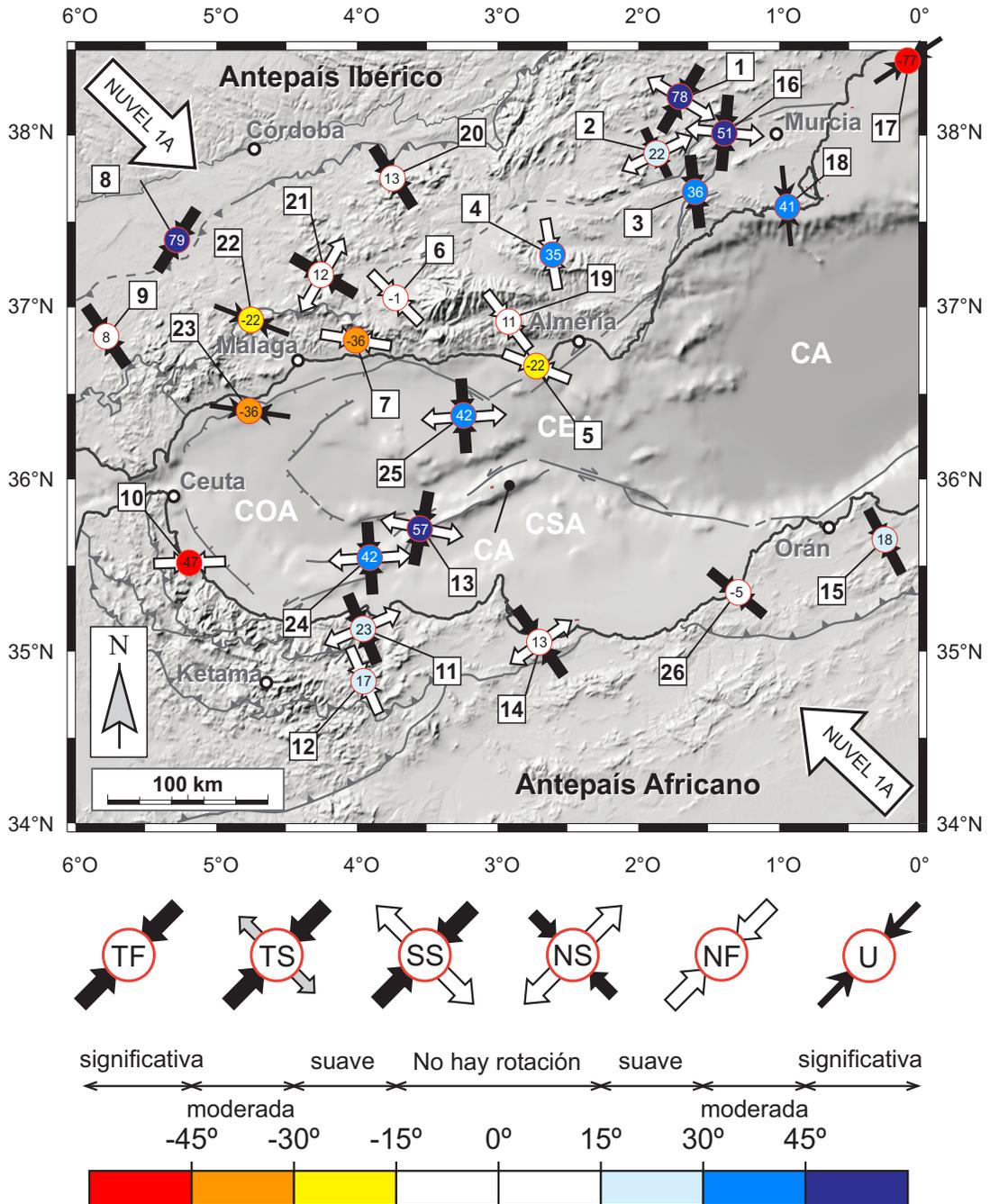


Arco Helénico (e.g., Jackson y McKenzie, 1988; Mercier *et al.*, 1989; Jackson, 1994; Cocard *et al.*, 1999). Frente a éstos, el Arco de Gibraltar exhibe un patrón regional de esfuerzos con la impronta de la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática. No obstante, se observan desviaciones, de distinta magnitud y sentido, del patrón actual de esfuerzos respecto al impuesto por la convergencia de placas.

Para valorar las rotaciones del patrón de esfuerzos, se ha considerado la orientación de  $S_{H_{max}}$  respecto a la orientación del vector de convergencia África-Eurasia predicho por el modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994). Según este modelo, el vector de convergencia África respecto a Europa en un punto centrado en la región de estudio ( $4^{\circ}O$ ,  $36^{\circ}N$ ) tiene un azimut  $134^{\circ}$  y un error medio de  $\pm 15^{\circ}$ . Considerando este valor como valor promedio para el Arco de Gibraltar (min:  $120^{\circ}$ , max:  $145^{\circ}$ ), se ha calculado la desviación del campo de esfuerzos local respecto a NUVEL-1A. La Figura 7-13 se ha construido a partir del mapa sintético del estado de esfuerzos en el Arco de Gibraltar (cf. Capítulo 4, Figura 4-11), eliminando aquellos indicadores obtenidos a partir de datos aislados de calidad C (FM-14, FM-15, FM-22, FM-25, FM-26, W-11). El ángulo que forma  $S_{H_{max}}$  con el vector definido por NUVEL-1A está anotado en cada indicador en el interior de un círculo (Figura 7-13) y los valores se recogen en la Tabla 7-3.

De acuerdo con los criterios del WSM (Zoback, 1992) la orientación de  $S_{H_{max}}$  posee un rango de error variable según la calidad: de hasta  $\pm 15^{\circ}$  para los indicadores de calidad A y B, y hasta  $\pm 25^{\circ}$  para los indicadores de calidad C. Teniendo en cuenta la incertidumbre máxima que puede tener asociada cada medida y el error intrínseco para NUVEL-1A estimado por DeMets *et al.* (1994) ( $\pm 15^{\circ}$ ), se ha establecido una escala semi-cuantitativa para valorar la magnitud de las rotaciones del campo de esfuerzos. De esta manera, desviaciones  $\leq 15^{\circ}$  no se consideran rotaciones de esfuerzos, desviaciones entre  $15^{\circ}$ - $30^{\circ}$  son rotaciones suaves, desviaciones de  $30^{\circ}$ - $45^{\circ}$  son rotaciones moderadas y las desviaciones  $> 45^{\circ}$  son consideradas rotaciones significativas del patrón actual de esfuerzos respecto a la convergencia de placas.

Según este criterio, la orientación de los esfuerzos a lo largo del Norte de África es consistente con la orientación del vector de convergencia de placas, con rotaciones leves en la región de Alhoceima ( $< 25^{\circ}$ ;  $4^{\circ}O$ ,  $35^{\circ}N$ ) y en el extremo occidental de Argelia ( $18^{\circ}$ ;  $0^{\circ}$ ,  $35^{\circ}30'N$ ). Aunque no existen muchos indicadores de esfuerzos en la zona central del Mar de Alborán, los que se agrupan en torno a la Cresta de Alborán ( $4^{\circ}O$ ,  $35^{\circ}30'N$ ) ponen de manifiesto rotaciones horarias entre moderadas y significativas ( $42^{\circ}$  y  $57^{\circ}$ ) respecto al  $S_{H_{max}}$  regional. Los indicadores en la región próxima al margen Norte del Mar de Alborán muestran una orientación variable y diferente a la de la convergencia de placas. Desde Almería ( $2^{\circ}45'O$ ,  $36^{\circ}30'N$ ) hasta el Oeste de Málaga ( $4^{\circ}45'O$ ,  $36^{\circ}24'N$ ),  $S_{H_{max}}$  presenta una rotación anti-horaria, aparentemente creciente hacia el Oeste (desde  $-22^{\circ}$  hasta  $-36^{\circ}$ ). Al Norte de la línea de costas, en Béticas centrales, el patrón de esfuerzos se dispone subparalelo a la convergencia de placas (rotaciones  $< 15^{\circ}$ ; entre  $-1^{\circ}$  y  $11^{\circ}$ ). Por tanto, a lo largo de una estrecha franja que coincide con el margen Norte del Mar de Alborán se observa una rotación local del campo de esfuerzos por la que  $S_{H_{max}}$  se dispone aproximadamente E-O, sub-paralelo a la línea de costas.



**Figura 7-13.** Mapa sintético de los esfuerzos en el Arco de Gibraltar (basado en la Figura 4-11). El régimen de esfuerzos local está indicado mediante flechas pequeñas que corresponden a: falla normal (NF), falla normal con componente de salto en dirección (NS), falla de salto en dirección (SS), falla inversa con componente de salto en dirección (TS), falla inversa (TF) y régimen de esfuerzos desconocido (U). Las flechas grandes blancas situadas en las esquinas corresponden con el vector de convergencia África-Eurasia de acuerdo con el modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.* 1994). El ángulo entre  $S_{1max}$  y NUVEL-1A está anotado en el centro de cada indicador de esfuerzos y los valores se incluyen en la Tabla 7-3. El número que identifica cada indicador aparece incluido en un rectángulo.

**Tabla 7-3.** Rotación de los indicadores de esfuerzos de la Figura 7-13.

Indicador	S <sub>Hmax</sub>	± σ	Rotación (γ)	Régimen
1	32	7	78	NF
2	156	16	22	NS
3	170	10	36	TF
4	169	-	35	NF
5	112	6	-22	NF
6	135	11	-1	NF
7	98	2	-36	NF
8	33	5	79	TF
9	142	16	8	TF
10	87	1	-47	NF
11	157	7	23	SS
12	151	5	17	NF
13	11	-	57	SS
14	147	8	13	SS
15	152	5	18	TF
16	5	1	51	SS
17	57	4	-77	U
18	175	5	41	U
19	145	9	11	NF
20	327	-	13	TF
21	302	-	12	SS
22	112	4	-22	U
23	98	4	-36	U
24	176	-	42	SS
25	176	-	42	SS
26	309	-	-5	TF

NUVEL-1A (4°O, 36°N) = 134° ± 15° (DeMets *et al.*, 1994).

Al Este del meridiano 3°O, el patrón de esfuerzos muestra una rotación progresiva que aumenta hacia el Este (Figura 7-13). En Béticas orientales (1°30'O, 38°N) y en el margen Noroeste de la Cuenca Argelina, S<sub>Hmax</sub> presenta rotaciones horarias de magnitud variable (entre 22° y 78°). Las rotaciones en la Cuenca del Guadalquivir y en el frente NO del Dominio Sudibérico son escasas y no parecen ser consistentes entre sí (e.g., 79° de rotación horaria en 5°20'O, 37°25'N y 8° de rotación horaria en 5°45'O, 36°45'N) y se requiere probablemente de un mayor número de datos para poder interpretar el patrón de esfuerzos en esta zona.

Se han distinguido hasta tres regiones con rotaciones de moderadas a significativas (> 30°); a saber: el margen Norte de Alborán, la Cresta de Alborán y Béticas orientales. En los siguientes apartados se discutirán los posibles orígenes de estas rotaciones.

Fuentes de rotación de esfuerzos

Está ampliamente documentado el hecho de que los patrones de esfuerzos de segundo orden (i.e., los que no vienen impuestos por los movimientos de placas) pueden ser debidos a esfuerzos de flexura y/o cambios laterales de densidad, o cambios resistencia de la litosfera que suelen atender a la presencia de grandes fallas de salto en dirección (e.g., Stein *et al.*, 1989; Sonder, 1990; Zoback *et al.*, 1989; Zoback, 1992). Localmente, las geometrías no planas de fallas o las terminaciones laterales de éstas pueden inducir perturbaciones del estado de esfuerzos (e.g., Pollard y Segall, 1987).

Las variaciones laterales de espesor cortical, por ejemplo, suponen variaciones laterales de densidad en la litosfera y por tanto gradientes en la energía potencial gravitacional (EPG). Las variaciones de espesor cortical pueden inducir esfuerzos de tensión que resultan paralelos a la dirección de engrosamiento/adelgazamiento cortical (i.e., perpendiculares a las líneas de igual espesor cortical) (e.g., Assumpcao, 1992; Müller *et al.*, 1992; Zoback, 1992). Esto mismo se puede aplicar para casos de variaciones de espesor litosférico. Los esfuerzos compresivos asociados ( $S_{HLmax}$ , que serán paralelos a las líneas de contorno de igual espesor cortical, Figura 7-14) cuando se superponen al patrón general de esfuerzos impuesto por la tectónica de placas ( $S_{HRmax}$ ), pueden desviar localmente las trayectorias regionales de esfuerzos dando lugar a rotaciones del esfuerzo horizontal máximo ( $S_{Hmax}$ ).

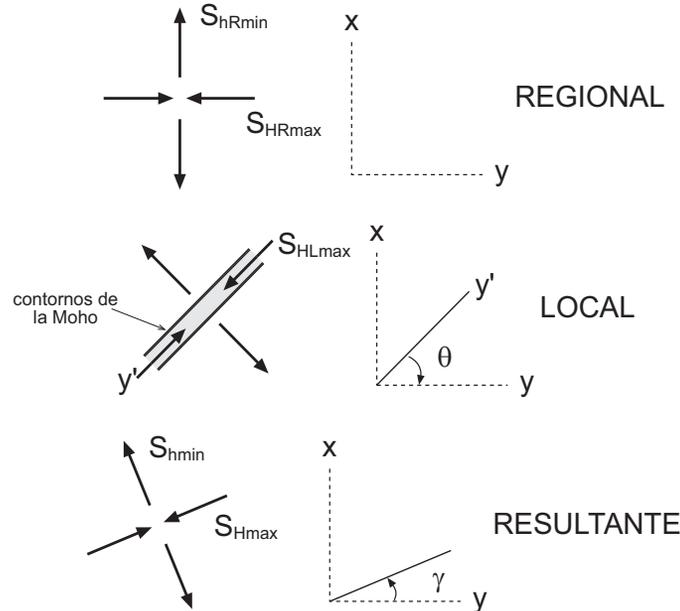


Figura 7-14. Criterios de superposición de un esfuerzo uniaxial al esfuerzo regional (modificado de Sonder, 1990) y con el criterio de símbolos sugerido por Zoback (1992).

Para analizar las rotaciones de esfuerzos en el Arco de Gibraltar se ha seguido el esquema descrito por Sonder (1990) y Zoback (1992) y que se muestra en la Figura 7-14. El ángulo en la horizontal entre el esfuerzo regional ( $S_{HRmax}$ ) y la fuente local de perturbación de esfuerzos ( $S_{HLmax}$ ) se define como  $\theta$ , mientras que el ángulo entre  $S_{Hmax}$  y  $S_{HRmax}$  se designa mediante  $\gamma$ .

Dado que la estructura litosférica del Arco de Gibraltar presenta variaciones notables del espesor cortical y litosférico, grandes acumulaciones de sedimentos, además de un importante sistema de fallas de salto en dirección, es previsible que sean múltiples las fuentes potenciales de rotación de esfuerzos en la región. La orientación del esfuerzo resultante ( $S_{Hmax}$ ) en cada caso dependerá de las magnitudes relativas y el azimut de las componentes de esfuerzo regional ( $S_{HRmax}$ ) y local ( $S_{HLmax}$ ). Dado que sólo algunos de los datos aportan información de la magnitud de los esfuerzos, se ha realizado un estudio cualitativo de las rotaciones de esfuerzos.

### **7.3.1 Cambios laterales de densidad**

#### *Variaciones de espesor cortical*

La estructura profunda del Arco de Gibraltar está caracterizada tanto por la presencia de un bulbo cortical arqueado paralelo al arco, como por un intenso adelgazamiento cortical que coincide con la línea de costas (cf. ap. 5.2.5). De acuerdo con este modelo, el manto litosférico presenta también variaciones notables de espesor. Las variaciones de espesor litosférico pueden ser también una fuente menor de esfuerzos en los niveles corticales más someros (Zoback y Mooney, 2003), pero dado que su estructura no está suficientemente contrastada aún, este estudio se centrará en analizar exclusivamente la posible contribución de la estructura cortical al campo de esfuerzos.

Utilizando el modelo de espesor de corteza propuesto en esta tesis (ap. 5.2.5), se han calculado los gradientes máximos de engrosamiento cortical (Figura 7-15a). Los valores máximos se alcanzan en una estrecha banda arqueada, centrada en la línea de costas (pendientes máximas entre 15° y 30° en el margen Norte del Mar de Alborán).

Según el modelo de superposición de esfuerzos, las relaciones angulares entre  $S_{HLmax}$  y  $S_{HRmax}$  ( $134^\circ \pm 15^\circ$ ) condicionaran el sentido de la rotación final de  $S_{Hmax}$  (ángulo  $\gamma$ ; Figura 7-14). Así, en las regiones con un adelgazamiento cortical N-S (i.e., con líneas de espesor cortical orientadas E-O; e.g., margen Norte de Alborán) se producirá una rotación anti-horaria del esfuerzo resultante  $S_{Hmax}$ . Por el contrario, cuando el adelgazamiento cortical se produzca según la dirección E-O (e.g., región del Estrecho de Gibraltar), la rotación esperada de  $S_{Hmax}$  deberá ser de tipo horaria. Teniendo en cuenta que las rotaciones serán efectivas a partir de 15°, la Figura 7-15b compara las rotaciones ( $\gamma$ ) de  $S_{Hmax}$  observadas en la región (Tabla 7-3) con los dominios en los que atendiendo al modelo cortical (Figura 7-15a) cabe esperar una rotación horaria o anti-horaria. Este modelo se ha calculado para los dominios donde las variaciones de espesor cortical son mayores ( $> 25^\circ$ ) ya que su efecto como posible fuente de esfuerzos será máximo en estas regiones.

En el margen Norte de Alborán la magnitud y el sentido de las rotaciones deducidas a partir de los indicadores de esfuerzos se ajustan relativamente bien a las deducidas con el modelo cortical. En Béticas las rotaciones disminuyen desde la línea de costas hacia el Norte, lo que resulta consistente con la predicción del modelo cortical, ya que el engrosamiento cortical se reduce progresivamente, hasta alcanzar la zona con el máximo espesor cortical ( $> 36$  km; entre  $37^{\circ}\text{N}$  y  $37,5^{\circ}\text{N}$ ). Por el contrario, en el margen de Cartagena, la única rotación de esfuerzos observada ( $\gamma = 41^{\circ}$ ) discrepa con el dominio discreto en el que este modelo predice rotaciones anti-horarias. De igual forma, aunque con una rotación de menor cuantía, el agrupamiento de indicadores realizado en el margen argelino ( $\gamma = 18^{\circ}$ ) se sitúa en las inmediaciones de un dominio en el que el modelo predice una rotación de signo opuesto (anti-horaria también).

En resumen, la anomalía de densidad local asociada a la estructura cortical en el margen Norte de Alborán parece inducir rotaciones anti-horarias del patrón regional de esfuerzos impuesto por la convergencia África-Eurasia, en consonancia con las orientaciones observadas de  $S_{\text{Hmax}}$ .

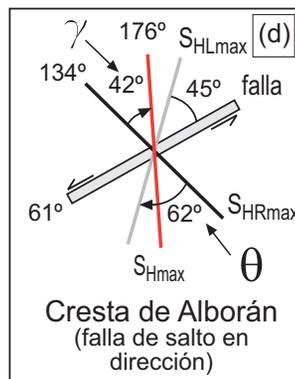
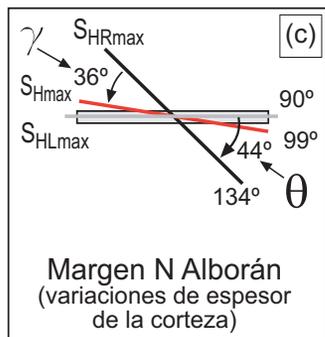
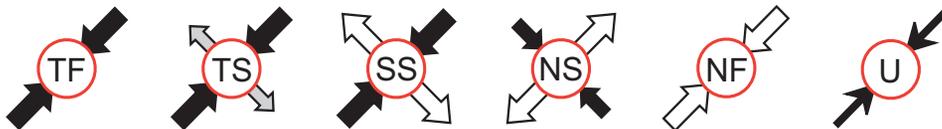
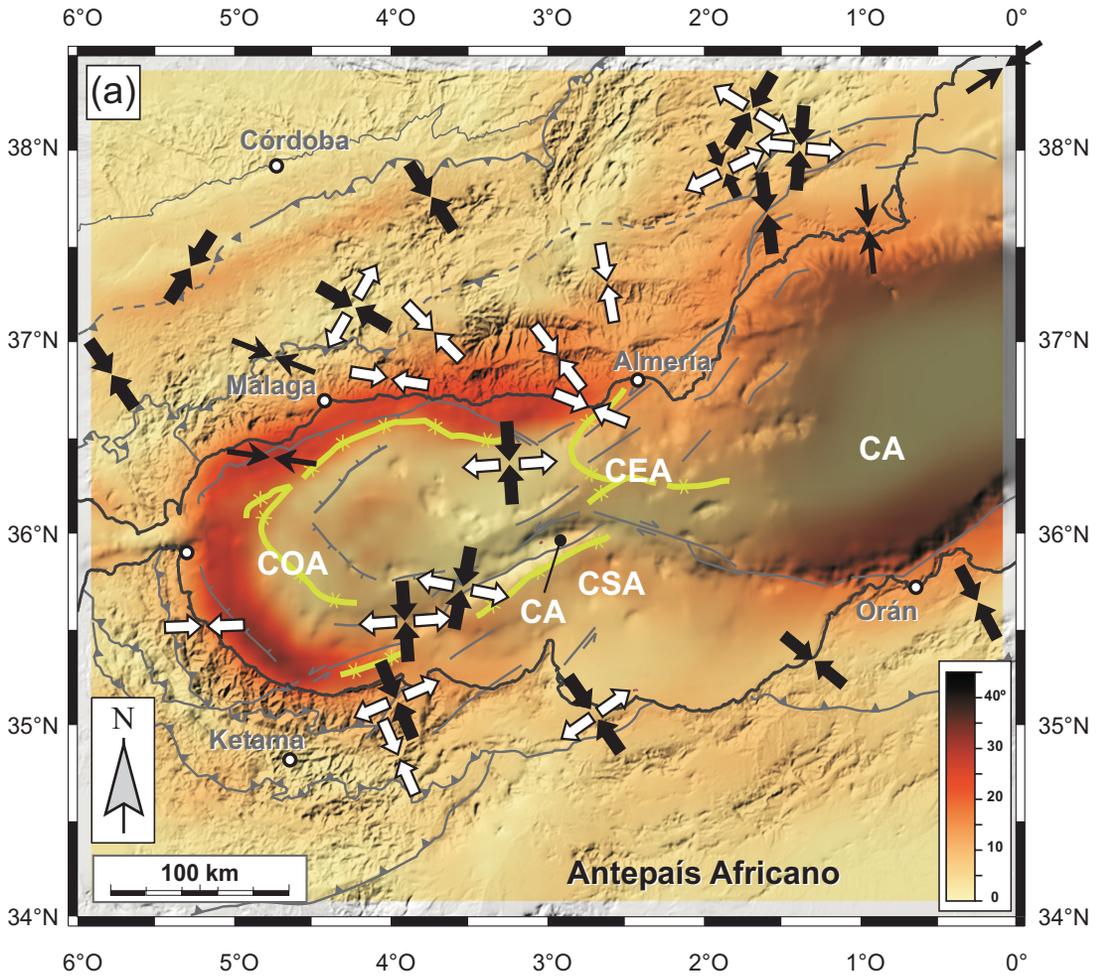
### *Espesor de sedimentos y flexura de la litosfera*

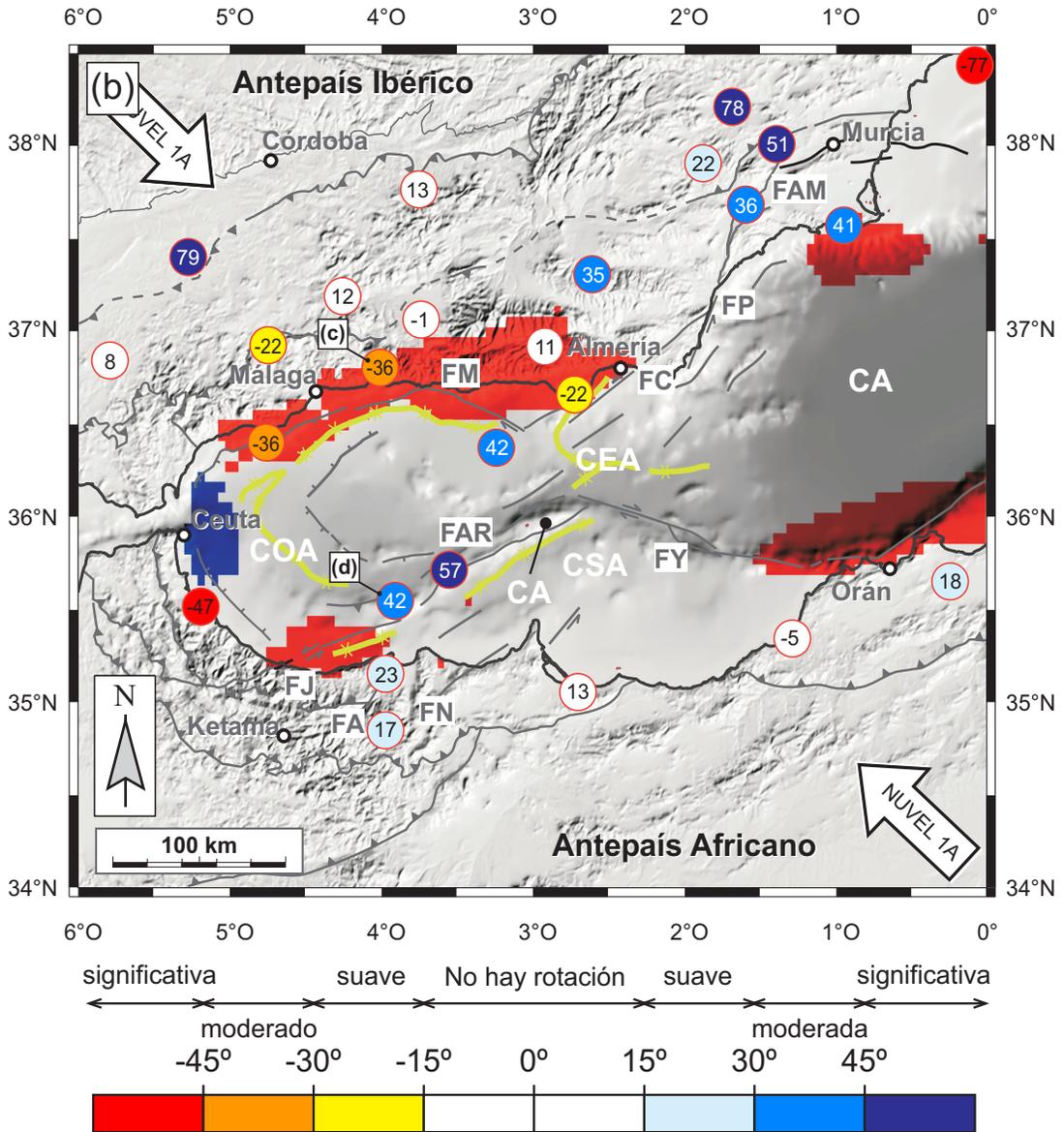
La carga que ejercen las grandes acumulaciones sedimentarias también ha sido propuesta como fuente potencial de esfuerzos de flexura que puede modificar el patrón de esfuerzos regional (e.g., Walcott, 1972; Cloetingh *et al.*, 1982; Stein *et al.*, 1989). La geometría del depocentro de la Cuenca Oeste de Alborán ( $> 8$  km) y su continuación hacia el NE por la Cuenca de Málaga paralelo a la costa, también puede ser una fuente de perturbación de esfuerzos. La magnitud de las rotaciones aumentaría hacia el Oeste a medida que se incrementa el espesor de sedimentos (de la Linde *et al.*, 1996; Soto *et al.*, 1996). Ya que las principales acumulaciones sedimentarias de la Cuenca de Alborán reproducen la estructura cortical, tanto los esfuerzos de flexura originados por la carga sedimentaria como los debidos a los contrastes laterales de densidad, perturbarán en el mismo sentido el campo de esfuerzos regional a lo largo del margen Norte de Alborán, lo que hace difícil discernir ahora la contribución de cada uno.

Las cuencas del Guadalquivir y Rharb parecen inducir la flexura de la litosfera del antepais (e.g., Flinch, 1996; Fernández *et al.*, 1998a; García-Castellanos *et al.*, 2002; Zizi, 2002). El patrón de esfuerzos en las proximidades de ambas cuencas se encontrará probablemente afectado por este proceso. Los indicadores de esfuerzos en estas cuencas son, sin embargo, escasos y de baja calidad; lo que impide por el momento que se puedan analizar estas fuentes de esfuerzos.

### *Relieve, energía potencial y estado de esfuerzos*

Está ampliamente demostrado que la topografía y su compensación en profundidad por las raíces corticales pueden generar esfuerzos capaces de condicionar el estilo de deformación (e.g., England y Houseman, 1989; Sonder, 1990; Zhou y Sandiford, 1992). Las raíces corticales constituyen anomalías de densidad dentro de la litosfera asociadas a las cuales, el exceso de EPG puede inducir la extensión cortical. Contrariamente, el adelgazamiento cortical y/o el engrosamiento litosférico pueden promover esfuerzos horizontales de tipo compresivo (e.g., Molnar *et al.*, 1993; Coblentz *et al.*, 1994; Platt y England, 1994; Jones *et al.*, 1996; England y Molnar, 1997).





**Figura 7-15.** (a) Pendiente (en grados) de la Moho bajo el Arco de Gibraltar e indicadores de régimen de esfuerzos. (b) Sentido teórico de las rotaciones inducidas por la estructura cortical del arco en aquellas regiones donde el engrosamiento cortical es mayor (pendientes > 25°). También se indican los principales segmentos del sistema de fallas de salto en dirección que atraviesa el arco: FA: falla de Alhoceima, FAM: falla de Alhama de Murcia, FAR: falla de la Cresta de Alborán, FC: falla de Carboneras, FJ: falla de El-Jebha, FM: falla de Maro-Nerja, FN: falla de Nekor, FP: falla de Palomares, FY: falla de Yusuf. El número en el interior de los círculos corresponde con la magnitud y sentido de las rotaciones observadas (Figura 7-13). Los vectores situados en las esquinas indican el movimiento relativo África-Eurasia (NUVEL-1A). Los esquemas en la parte inferior de (a) muestran las relaciones geométricas entre esfuerzos para los casos de (c) rotación de esfuerzos inducida por la estructura cortical, (d) rotación de esfuerzos dentro de la zona de falla de salto en dirección.

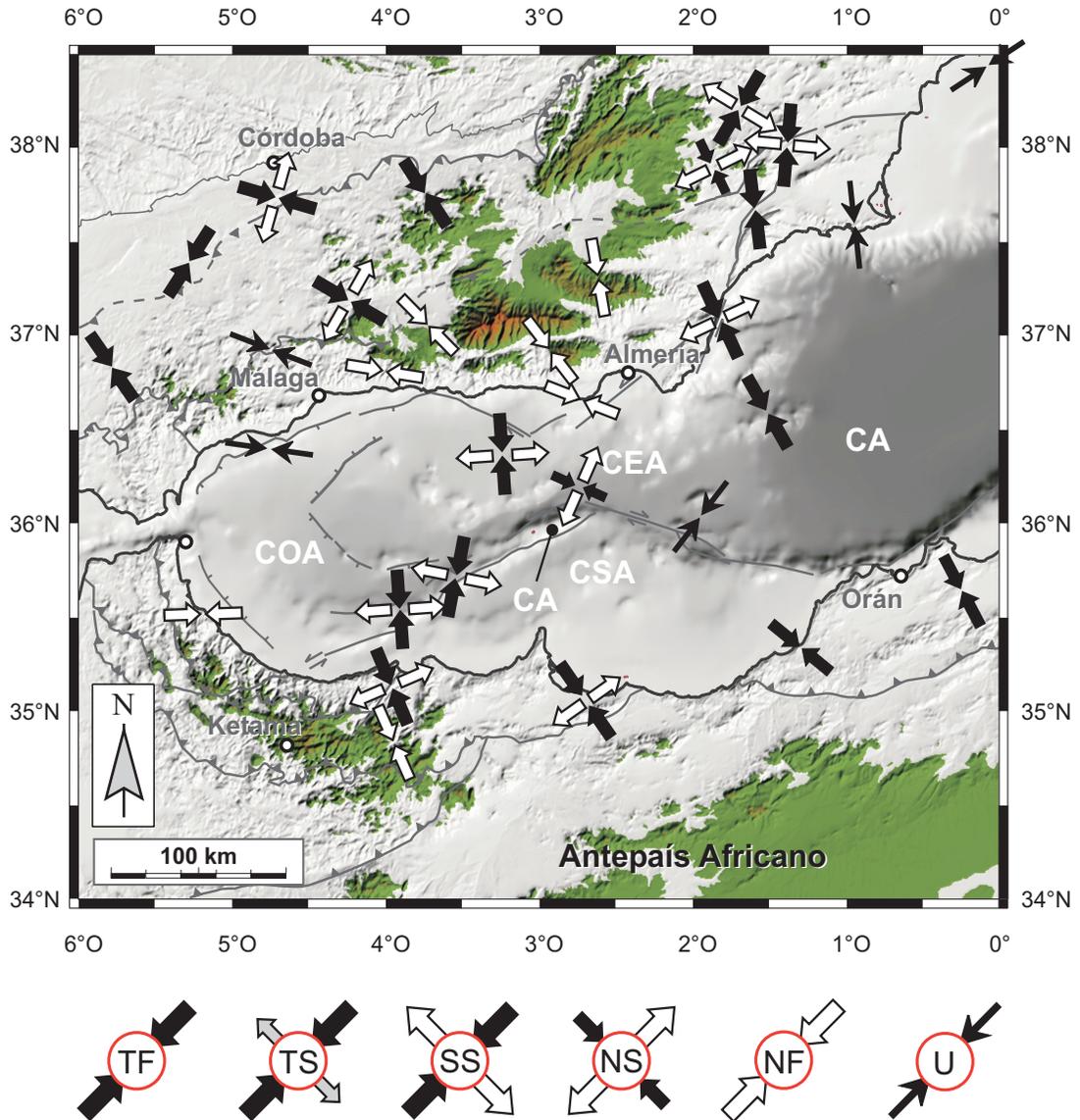
En Béticas centrales se concentran las mayores elevaciones topográficas de la región (altura promedio >1500 m), coincidiendo con los máximos espesores de corteza, lo que resulta en un dominio de EPG máxima dentro del arco. La elevación topográfica asociada al bulbo cortical conlleva una rotación de  $\sigma_1$  hacia una posición sub-vertical, lo que permitiría el desarrollo de fallas normales de alto ángulo (Figura 7-16) (e.g., Royden, 1996; Liu y Zoback, 1992; Flesh *et al.*, 2000, 2001; Liu y Yang, 2003). Este hecho se observa en la región central de Béticas donde quedan confinados los indicadores de falla normal, demostrándose que la topografía (y su compensación en profundidad por un bulbo cortical) condicionan el estilo tectónico.

### 7.3.2 Fallas de salto en dirección

Las grandes fallas activas de salto en dirección (especialmente las fallas transformantes en límites de placas) pueden influir también en el campo de esfuerzos regional (Zoback *et al.*, 1987; Zoback, 1992; Roy y Royden, 2000; Scholz, 2000; Miller, 2002). La reorientación de los esfuerzos en sus proximidades se puede producir bien porque la falla yuxtapone cortezas de muy distinta naturaleza y resistencia, o porque la zona de falla frente a la corteza adyacente posee una baja resistencia (i.e., su coeficiente interno de fricción,  $\mu$ , es bajo).

Desde Béticas orientales hasta el Rif existe un importante sistema de fallas de salto en dirección activo durante el Neógeno (e.g., Bousquet, 1979; Montenat *et al.*, 1987; Weijermars, 1987; de Larouzière *et al.*, 1988; Sanz de Galdeano, 1990; Sanz de Galdeano *et al.*, 1995). Estas estructuras suelen ser superficies sub-verticales, poseen orientación NE-SO a NNE-SSO en Béticas orientales (e.g., fallas de Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras), continúan en el Mar de Alborán dando lugar a la Cresta de Alborán y alcanzan el Rif en la región de Alhoceima (e.g., fallas de El-Jebha y Alhoceima) (Figura 7-15b). Estos segmentos definen una zona de falla larga (~550 km) y compleja, que se dispone oblicua a la estructura del arco y cuyo régimen es esencialmente de salto en dirección izquierdo.

La traza de este sistema de fallas discurre por dos de las regiones en las que se han observado rotaciones horarias significativas del campo de esfuerzos: la Cresta de Alborán y Béticas orientales (Figura 7-15b). En Béticas orientales el modelo de variaciones de espesor cortical no explica las rotaciones horarias de  $S_{Hmax}$  y en la Cresta de Alborán el espesor de la corteza es prácticamente constante. En este sentido, las rotaciones de esfuerzos que se observan en estos segmentos de falla podrían sugerir que se trata de una falla de baja resistencia (“*weak fault*”; e.g., Townend y Zoback, 2000), en torno a la que se produciría una reorientación del campo de esfuerzos (Figura 7-15b y 7-15d). Además, el hecho de que la dirección de  $S_{Hmax}$  rote en sentido horario a medida que la zona de falla cambia de rumbo en Béticas orientales (de NNE a NE) parece apoyar esta hipótesis (Zoback *et al.*, 1987). Esta interpretación es avalada por las reconstrucciones del tensor de esfuerzos en la falla de Alhama de Murcia, sugiriéndose unos bajos coeficientes internos de fricción ( $\mu < 0,4$ ; Martínez-Díaz, 2002).



**Figura 7-16.** Mapa de elevaciones del Arco de Gibraltar y estado de esfuerzos. Los dominios cuya elevación supera los 1000 m aparecen coloreados en verde. En Béticas, estos dominios coinciden con la región de máximo engrosamiento cortical (cf. Figura 5-16a) en donde predomina un régimen de esfuerzos de falla normal. Geología simplificada de Comas *et al.* (1999)

De acuerdo con el modelo de orientación de esfuerzos en las proximidades de una falla de baja resistencia propuesto por Ben-Avraham y Zoback (1992), la magnitud de la rotación de  $S_{Hmax}$  depende de la orientación del campo de esfuerzos regional respecto a la traza de la falla (ángulo,  $\beta$ ) y de la resistencia de la zona de falla en comparación con la corteza circundante. En el contexto del modelo de Ben-Avraham y Zoback (1992) las variaciones de rumbo de la

falla permitirían la coexistencia de segmentos en un régimen transpresivo ( $\beta > 45^\circ$ ) o transtensivos ( $\beta < 45^\circ$ ). Para las fallas mayores descritas en el Arco Gibraltar, las de carácter transpresivo serían los segmentos de falla de Alhoceima, la Cresta de Alborán, Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia (e.g., Keller *et al.*, 1995); mientras que la zona de falla de Maro-Nerja y la de Yusuf sería un caso de régimen transtensivo (e.g., Álvarez-Marrón, 1999). En los distintos segmentos del primer tipo, las rotaciones de  $S_{Hmax}$  y los ángulos  $\beta$  estimados en este estudio, son consistentes con fallas de salto en dirección sinistral de baja resistencia.

### 7.3.3 Superposición compleja de esfuerzos

La continuación de esta zona de falla izquierda hacia el Sur, en el Rif, requiere de un análisis por separado, ya que discurre por una región en la que hay una intensa variación de espesor cortical. La importancia relativa de cada una de las posibles fuentes de esfuerzo local (variaciones de espesor cortical y resistencia de fallas mayores de salto en dirección) es difícil de cuantificar. Existe otro factor adicional que complica aquí aún más el análisis: esta región del Rif puede coincidir con la terminación meridional de este sistema de fallas.

La terminación SO del segmento de falla de la Cresta de Alborán está caracterizada por dos estructuras mayores: el alto batimétrico del Banco de Xauen, de dirección OSO-ENE (que continúa en tierra con la falla de El-Jebha) y la región de Alhoceima, donde se desarrollan fallas de alto ángulo de salto en dirección y normales, asociadas con la sismicidad más somera (Medina, 1995; Bezzeghoud y Buforn, 1999; Ait Brahim *et al.*, 2002; Stich *et al.*, 2005). En el Banco de Xauen hay evidencias de plegamiento activo, con fallas ENE-OSO de salto en dirección e inversas (Bourgeois *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993; Chalouan *et al.*, 1997).

Teniendo en cuenta la estructura cortical en la región central y oriental del Rif, el modelo cualitativo de rotaciones predice una rotación anti-horaria local de  $S_{Hmax}$  (Figura 7-15c). La reorientación de esfuerzos en las proximidades de una falla de baja resistencia tendría por el contrario el efecto contrario, induciendo una rotación de signo horario. Dado que las rotaciones de  $S_{Hmax}$  son aquí leves y horarias ( $17^\circ$  y  $23^\circ$ , Figura 7-15b), puede sugerirse que ambas fuentes de esfuerzos están contrarrestándose, teniendo probablemente un mayor peso específico el sistema de fallas de salto en dirección. El sistema de fallas en la región de Alhoceima (en la que se resuelve la terminación lateral de una falla de salto en dirección mayor mediante segmentos de salto en dirección y otros sub-paralelos de componente normal) debe tener también un carácter “*weak*” (de baja resistencia), en consonancia con los estudios de INSAR realizados tras el terremoto del 24 de Febrero de 2004 ( $M_w = 6,3$ ) (Akoglu *et al.*, 2006).

### 7.3.4 Implicaciones geodinámicas

El conjunto de datos e interpretaciones sobre el patrón actual de esfuerzos que se han presentado en esta tesis pueden ser utilizados para discutir algunas de las principales implicaciones de los modelos geodinámicos propuestos para la evolución tectónica más reciente del Arco de Gibraltar. A continuación se discutirán algunos aspectos clave e implicaciones



Está establecido que la evolución Neógena del Mediterráneo occidental está fundamentalmente condicionada por la migración hacia el Oeste del Arco de Gibraltar (Platt *et al.*, 2003 y referencias en el interior). Este proceso conlleva rotaciones diferenciales en las ramas Norte y Sur del arco y predice rotaciones horarias en Béticas y anti-horarias en el Rif (Royden, 1993; Lonergan y White, 1997). Los estudios paleomagnéticos más recientes confirman estos modelos (Platt *et al.*, 2003; Mattei *et al.*, 2006). De acuerdo con ellos, si el frente del arco sigue siendo activo, cabría esperar rotaciones diferenciales de esfuerzos.

El patrón general de esfuerzos, la localización de las estructuras activas y la distribución de las diferentes fuentes de esfuerzos en el Arco de Gibraltar se ilustran de manera esquemática en la Figura 7-17. La orientación de  $S_{Hmax}$  en el cabalgamiento frontal del Arco de Gibraltar en Béticas y en el Tell es consistente con la convergencia actual de placas, sugiriendo deformación activa (fundamentalmente por fallas inversas) en el frente del arco en Béticas. Los estudios realizados en el frente del arco en el Rif (e.g., en la cuenca de Saïss, Bargach *et al.*, 2004) corroboran el carácter activo de este límite. Las rotaciones de esfuerzos locales que se observan a lo largo del frente del arco pueden estar relacionadas con el funcionamiento de estructuras previas como cabalgamientos ciegos.

El sistema de fallas de salto en dirección que discurre a través del arco con dirección NE-SO, desde Béticas centrales hasta el Rif (Figura 7-17), demuestra ser una zona de deformación compleja, asociada a la cual hay una deformación activa transpresiva y una rotación horaria de esfuerzos de magnitud moderada a significativa ( $\gamma > 30^\circ$ ). Este sistema de fallas de salto en dirección ha sido activo durante el Neógeno, favoreciendo el avance hacia el Oeste del Arco de Gibraltar (e.g., Bousquet, 1979; Leblanc and Olivier, 1984; Sanz de Galdeano, 1990; Martínez-Díaz, 2002; Masana *et al.*, 2004), y a la luz de los datos presentados en esta tesis, algunos de estos segmentos de falla siguen siendo activos. Esta zona de falla de salto en dirección izquierdo es clave para interpretar la tectónica actual de Mediterráneo occidental. Oblicuos a este sistema, se desarrollan otros dos sistemas con orientación NO-SE y de salto en dirección derecho (zonas de falla de Maro-Nerja y Yusuf, Figura 7-17) que tienen asociada un patrón de deformación de tipo transtensivo.

El patrón general de esfuerzos y la cinemática de sendos sistemas de fallas sugieren un escape lateral en direcciones opuestas de dos dominios. El dominio occidental del Arco de Gibraltar escapa hacia el Oeste (NO en el Dominio Sudibérico y S-SO en el Dominio Magrebí), mientras que el Tell, separado del Rif por un elemento mayor del antepaís Africano, podría moverse hacia el SSE y SE. Esta propuesta está apoyada por los datos de GPS en el extremo occidental del arco y en Béticas orientales (Fadil *et al.*, 2006; Stich *et al.*, 2006), aunque debe ser mejor establecida en otros sectores del arco como el Rif oriental y el Tell occidental.

---

# CONCLUSIÓN

En este último capítulo se exponen de manera resumida los principales resultados e interpretaciones derivados de esta Tesis Doctoral, valorando su contribución al conocimiento de los procesos activos que tienen lugar en el Arco de Gibraltar y esbozando posibles líneas de trabajo futuras.

La inversión de datos de flujo de calor superficial y elevación en el Arco de Gibraltar ha permitido estimar la estructura cortical y litosférica de la región. Según este modelo, el espesor de la corteza varía entre 8 km en la Cuenca Argelina y más de 36 km en Béticas centrales. En la Cuenca de Alborán la corteza tiene un espesor medio de 18 km, que disminuye hasta 14 km en su extremo oriental ( $\sim 1,5^\circ$  O). Desde la Cuenca de Alborán, hacia Béticas y Rif se produce un engrosamiento de la corteza que siempre supera los 30 km bajo los márgenes emergidos. Los máximos gradientes de engrosamiento se disponen siguiendo el contorno de la línea de costas. Bajo el Estrecho de Gibraltar la corteza alcanza 30-32 km. En el Rif la corteza tiene un espesor máximo de 34 km.

Considerando la isoterma de  $1350^\circ\text{C}$  como la base de la litosfera térmica se ha elaborado un modelo de espesor litosférico para el Arco de Gibraltar, según el cual en la Cuenca Argelina la litosfera se adelgaza hasta los 40-45 km. Al Oeste del meridiano  $4,5^\circ\text{O}$  se produce un engrosamiento generalizado de la litosfera bajo el arco, alcanzando un máximo de 135 km bajo el Estrecho de Gibraltar. Este bulbo litosférico se prolonga hacia el NE bajo el Dominio Sudibérico, atenuándose progresivamente hacia el NE hasta alcanzar un espesor de 95 km. En Béticas centrales y orientales, la litosfera se adelgaza hacia el SE, desde 95 km hasta 55-60 km. Al Este del Rif y hacia el Tell, la litosfera tiene un espesor aproximadamente constante de 55-65 km.

Los altos gradientes de espesor cortical y flujo térmico superficial que se registran en la zona condicionan una estructura térmica variable en los diferentes dominios corticales. Así lo atestigua la distribución de temperaturas en la base de la corteza. En la superficie de la Moho se reconocen dos regiones frías ( $\leq 450$  °C): una bajo la Cuenca Oeste de Alborán y el entorno del Estrecho de Gibraltar, y la otra en la Cuenca Argelina, coincidiendo esta última con la región de menor espesor cortical. La región en la que la Moho alcanza temperaturas mayores ( $> 700$  °C) coincide con los principales afloramientos de rocas volcánicas de edad Neógena y Cuaternaria, tanto en Béticas orientales como en el margen Sur, al Este del meridiano  $4,5^{\circ}\text{O}$ , dónde el antepaís africano del Rif y el Tell quedan próximos a la línea de costas.

Las altas temperaturas estimadas para la base de la corteza permiten que se alcancen condiciones de fusión parcial. De acuerdo con las características geofísicas de la corteza profunda, que sugieren una composición pelítica, la reacción de fusión más plausible bajo estas condiciones es la de deshidratación de la moscovita. Según las condiciones P-T de esta reacción, los procesos de fusión parcial en la corteza profunda delimitan dominios lenticulares con una tasa de fusión creciente hacia la Moho. Tales dominios se localizan bajo Béticas orientales (tasa de fusión media,  $X_L \sim 4\text{-}6\%$ ), la zona central del Mar de Alborán ( $X_L \sim 2\text{-}4\%$ ) y el Norte de África, al Este del meridiano  $3^{\circ}30'\text{O}$  ( $X_L \sim 12\%$ ).

La presencia de dominios de corteza profunda con fusión, aunque sea en pequeñas cantidades, modifica sus propiedades físicas, reduciendo la  $V_p$  y en menor medida la densidad cortical. Por tanto, estas regiones serán dominios en los que se produzcan de manera preferente fenómenos de atenuación sísmica. La redistribución de estos fundidos en los niveles corticales inferiores puede dar lugar a horizontes de localización preferencial de la deformación. Todo ello contribuiría al desarrollo de fenómenos de anisotropía sísmica siendo consistente con los patrones de anisotropía descritos para la Moho y en el techo del manto. En menor medida, la presencia fundidos reduce la densidad total de la corteza. Esta reducción de densidad lleva implícito un incremento local de la energía potencial gravitacional de la litosfera, y por consiguiente una modificación de la elevación y del campo de esfuerzos local en cada columna litosférica. De acuerdo con las tasas de fusión estimadas, para un contraste de densidad de  $450 \text{ kg m}^{-3}$ , se ha estimado una contribución máxima a la elevación de  $+20 \text{ m}$  ( $X_L \sim 7\%$ ) en Béticas orientales y de  $+80 \text{ m}$  ( $X_L \sim 14\%$ ) en el Norte de África.

Las tasas de levantamiento local estimadas a partir de las edades de terrazas marinas recientes (ca.  $97,65 \text{ ka}$ ) que quedan colgadas a lo largo del litoral de Béticas orientales, indican un máximo de levantamiento coincidente con la posición de los dominios corticales fundidos. Por tanto se corrobora que los procesos de fusión parcial han podido contribuir a la evolución reciente del relieve en (al menos) la región costera de Bética orientales.

La presencia de grandes fallas de salto en dirección a escala cortical con evidencias de actividad sísmica reciente, que discurren a través de las regiones con presencia de fundido, junto con la baja densidad de eventos sísmicos registrados en estas áreas, sugiere un comportamiento

asísmico de algunos de sus segmentos. Las zonas de falla suelen funcionar como canales permeables dentro de la corteza, a favor de los cuales se puede producir la inyección de fundidos que lubriquen la falla reduciendo su resistencia, dando lugar a un segmento activo con “*creep*”.

La sismicidad en el Arco de Gibraltar es de naturaleza somera (85% a  $\leq 15$  km), magnitud moderada (85% con  $M_d \leq 3,0$ ) y tiende a concentrarse espacialmente en determinadas regiones, principalmente en Béticas centrales, en el margen Norte de Alborán y en el entorno de Alhoceima. La distribución de la sismicidad sugiere una partición de la deformación a escala cortical.

A partir del modelo reológico de la corteza en el Arco de Gibraltar se ha puesto de manifiesto que la profundidad y resistencia de la transición dúctil-frágil (TDF) están fuertemente condicionadas por el patrón regional de flujo de calor. El dominio cortical frágil reproduce ese patrón y alcanza un espesor máximo bajo el Estrecho de Gibraltar (12-9 km en tensión y compresión, respectivamente). La TDF bajo Béticas y Rif se hace más profunda hacia el Oeste, siguiendo un gradiente suave, oblicuo a los márgenes del Mar de Alborán. Desde las regiones emergidas hacia el Mar de Alborán, el espesor del dominio frágil se reduce considerablemente, alcanzando un mínimo bajo la Cuenca Argelina (6 a 5 km, en tensión y compresión respectivamente). La distribución en profundidad de la sismicidad es consistente con la estratificación reológica, de modo que en torno al 60% de la sismicidad del orógeno está contenida en los dominios frágiles de la corteza. Los máximos de distribución en profundidad de los terremotos coinciden con la TDF (~17% entre la TDF en tensión y compresión) o quedan situados inmediatamente por encima, decreciendo de manera exponencial por debajo de ésta.

Los eventos sísmicos localizados inmediatamente bajo la TDF pueden ser consecuencia de variaciones transitorias de la TDF, como las inducidas por la ruptura de un terremoto. Estas perturbaciones, cuando se generan en relación con series sísmicas o terremotos mayores (normalmente de magnitud superior a 3,0), se propagan hacia la base de la corteza, pudiendo alcanzar localmente la parte alta del manto. Las velocidades de deformación anormalmente altas pueden favorecer la nucleación de terremotos en los dominios dúctiles de la corteza profunda. También se observan eventos sísmicos aislados en la corteza profunda, probablemente asociados a regiones con un bajo contenido en fluidos que actúan como parches resistentes dentro de la corteza.

La TDF constituye un horizonte de desacoplamiento mecánico de primer orden. En Béticas, las superficie topográfica muestra dominios elongados con altos gradientes ( $>15\%$ ) que coinciden con las pendientes occidentales de las principales elevaciones montañosas de la región. Estos dominios tienen una orientación NO-SE a NNO-SSE, con una geometría en relevo y coinciden con escarpes retrasados de fallas normales que suelen buzarse con componente O. Las principales concentraciones de eventos sísmicos en Béticas se localizan delante de estas fallas, lo que sugiere que representan la prolongación en profundidad de los segmentos sismogénicos de dichas fallas. El resultado es un conjunto de bloques basculados, limitados por fallas normales de alto ángulo y dirección NO-SE, que conectan en profundidad con agrupamientos de terremotos y convergen hacia un horizonte de desacoplamiento principal, la TDF.

Combinando los datos de sismicidad con otros indicadores de esfuerzos como “*breakouts*”, ensayos de fractura hidráulica y datos de fallas activas durante el Cuaternario, se ha podido re-

construir el patrón actual de esfuerzos en el Arco de Gibraltar. En términos generales, el campo de esfuerzos es consistente con la orientación NO-SE impuesta por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática. No obstante, se observan desviaciones, de distinta magnitud y sentido, del patrón actual de esfuerzos respecto al impuesto por la convergencia de placas. Estas desviaciones consisten en: (1) rotaciones anti-horarias localizadas a lo largo del margen Norte de Alborán y restringidas a las proximidades de la línea de costas, y (2) rotaciones horarias en la zona central de Alborán y Béticas orientales. El origen de estas rotaciones es diverso y en algunos casos pueden llegar a superponerse varios procesos.

Las rotaciones anti-horarias localizadas a lo largo del margen Norte del Mar de Alborán pueden estar inducidas por las acusadas variaciones de espesor cortical que tienen lugar aquí. Los grandes depocentros sedimentarios que se disponen en el margen paralelos a la costa pueden inducir esfuerzos de flexura capaces de inducir una rotación del mismo sentido en el campo de esfuerzos, siendo difícil discernir, por ahora, la contribución de cada uno.

Desde Béticas orientales hasta el Rif se prolonga un importante sistema transpresivo de fallas de salto en dirección que se dispone oblicuo a la estructura del arco. Se observan rotaciones de esfuerzos de sentido horario en la inmediaciones de algunos de sus segmentos de falla y son consistentes con la presencia de fallas de salto en dirección sinistral, activas y de baja resistencia. Oblicuamente a este sistema se desarrollan dos zonas transtensivas de fallas de salto en dirección. La cinemática de sendos sistemas de fallas, conjuntamente con el patrón de esfuerzos presentado para el arco, sugieren un escape actual del dominio occidental del Arco de Gibraltar hacia el Oeste.

Desde la Cuenca Argelina hasta Béticas centrales se observa una variación en el régimen de esfuerzos desde condiciones de falla inversa hasta falla normal. Esta observación es consistente con procesos de flujo dúctil de la corteza profunda que pueden acontecer desde los dominios de corteza delgada (Cuenca del Mar de Alborán y Cuenca Argelina) hacia las regiones engrosadas (Béticas). La baja resistencia de la corteza profunda (<10 MPa) y el fuerte contraste de resistencia con el techo del manto litosférico (siempre > 600 MPa) favorece los procesos de flujo dúctil. Este fenómeno se verá acentuado por la presencia de fundido en la parte baja de la corteza de Béticas, erigiéndose como zona preferencial de desacoplamiento entre manto y corteza. El flujo dúctil promueve un engrosamiento cortical y el ascenso topográfico en Béticas, frente a subsidencia en el Mar de Alborán y más aún en la Cuenca Argelina. El levantamiento topográfico asociado al bulbo cortical conlleva una rotación de  $\sigma_1$  hacia una posición sub-vertical, permitiendo el desarrollo de fallas normales de alto ángulo. Estos procesos explican que las principales elevaciones topográficas queden alejadas del frente del Arco de Gibraltar y demuestran que la topografía y su compensación en profundidad por un bulbo cortical, condiciona el estilo tectónico en los márgenes de Alborán y en Béticas centrales en particular.

---

## REFERENCIAS

- Afonso, J. C., G. Ranalli y M. Fernández (2005), Thermal expansivity and elastic properties of the lithospheric mantle: results from mineral physics of composites, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 279-306.
- Aït Brahim, L., P. Chotin, S. Hinaj, A. Abdelouafi, A. El Adraoui, C. Nakcha, D. Dhont, M. Charroud, F. Sossey Alaoui, M. Amrhar, A. Bouaza, H. Tabyaoui y A. Chaouni (2002), Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present, *Tectonophysics*, 357, 187-205.
- Akinci, A., J. M. Ibáñez, E. del Pezzo y J. Morales (1995), Geometrical spreading and attenuation of  $L_g$  waves: a comparison between western Anatolia and southern Spain, *Tectonophysics*, 250, 47-60.
- Akoglu, A. M., Z. Cakir, M. Meghraoui, S. Belabbes, S. O. El Alami, S. Ergintav y H. S. Akyuz (2006), The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: conjugate fault ruptures deduced from InSAR, *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 467-480.
- 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.
- Alfaro, P., J. Galindo-Zaldívar, A. Jabaloy, A. C. López Garrido y C. Sanz de Galdeano (2001), Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain), *Acta Geológica Hispánica*, 36, 283-295.
- Alvarez-Marrón, J. (1999), Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (western Mediterranean), en *Proc. ODP, Sci. Results*, editado por R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus, pp. 345-355, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Anderson, E. M. (1951), *The Dynamics of Faulting*, 206 pp., Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Angelier, J. y J. Goguel (1979), Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 288, 307-310.
- Angelier, J. y P. Mechler (1977), Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 1309-1318.
- Argus, D. F. y M. B. Heflin (1995), Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System, *Geophysical Research Letters*, 22, 1973-1976.
- Assumpcao, M. (1992), The regional intraplate stress field in South America, *Journal of Geophysical Research*, 97, 11889-11903.
- Ayala, C., M. Torne y J. Pous (2003), The lithosphere-asthenosphere boundary in the western Mediterranean from 3D joint gravity and geoid modeling: tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 275-290.
- Azañón, J. M., V. García-Dueñas, J. M. Martínez-Martínez y A. Crespo-Blanc (1994), Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 318, 667-674.
- Azañón, J. M., A. Crespo-Blanc y V. García-Dueñas (1997), Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betic), *Journal of Structural Geology*, 19, 1055-1071.

- Azañón, J.M., V. García-Dueñas y B. Goffé (1998), Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera), *Tectonophysics*, 258, 231-252.
- Azañón, J. M., A. Azor, G. Booth-Rea y F. Torcal (2004), Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain), *Journal of Quaternary Science*, 19, 219-227.
- Bada, G., S. Cloetingh, P. Gerner y F. Horvath (1998), Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region: inferences from finite element modelling, *Geophysical Journal International*, 134, 87-101.
- Bakker, H. E., K. De Jong, H. Helmers y C. Biermann (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 V. García-Dueñas (1987), Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de parts et d'autre du Détroit de Gibraltar, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 304, 929-933.
- Balanyá, J. C. y V. García-Dueñas (1988), El Cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif, presentado en II Congreso Geológico de España. Simposium sobre Cinturones Orogénicos.
- Balanyá, J. C., V. García-Dueñas y J. M. Azañón (1997), Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran domain (Betics, Gibraltar Arc), *Tectonics*, 16, 226-238.
- Balling, N. P. (1976), Geothermal models of the crust and uppermost mantle of the Fennoscandian Shield in South Norway and the Danish Embayment, *Journal of Geophysics*, 42, 237-256.
- Banda, E. y J. Ansorge (1980), Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 515-532.
- Banda, E., J. Gallart, V. García-Dueñas, J. J. Dañoibeitia y J. Makris (1993), Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera, *Tectonophysics*, 221, 53-66.
- Banks, C. J. y J. Warburton (1991), Mid-crustal detachment in the Betic system of the southern Spain, *Tectonophysics*, 191, 275-289.
- Bargach, K., P. Ruano, A. Chabli, J. Galindo-Zaldívar, A. Chalouan, A. Jabaloy, M. Akil, M. Ahmamous, C. Sand e Galdeano y M. Benmakhlouf (2004), Recent tectonic deformations and stresses in the frontal part of the Rif Cordillera and the Saïss Basin (Fes and Rabat Regions, Morocco), *Pure and Applied Geophysics*, 161, 521-540.
- Barranco, L. M., J. Ansorge y E. Banda (1990), Seismic refraction constrains on the geometry of the Ronda peridotite massif (Betic Cordillera, Spain), en *Alpine evolution of Iberia and its continental margins*, editado por G. Boillot y J. M. Fontboté, pp. 379-392, Tectonophysics.
- Barton, C. A. y M. D. Zoback (1994), Stress perturbations associated with active faults penetrated by boreholes: Possible evidence for near-complete stress drop and a new technique for stress magnitude measurements, *Journal of Geophysical Research*, 99, 9373-9390.
- Beaumont, C., R. A. Jamieson, M. H. Nguyen y S. Medvedev (2004), Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen, *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JB002809.
- Behn, M. D., J. Lin y M. T. Zuber (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 and Planetary Science Letters*, 202, 725-740.
- Béjar, M., E. Herráiz, J. J. Martínez-Díaz, C. López, R. Capote y M. Tsige (2006), Interpretación sismotectónica de la serie sísmica de Gérgal (2002,  $M_w$  4.8) mediante datos sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR), *Geogaceta*, 39, 67-70.
- Bell, J. S. (1990), Investigating stress regimes in sedimentary basins using information from oil industry wireline logs and drilling records, en *Geological Applications of Wireline logs*, editado por A. Hurst, M. A. Lovell y A. C. Morton, pp. 305-325, Geological Society of London Special Publications, London.
- Bell, J. S. y D. I. Gough (1979), Northeast-southwest compressive stress in Alberta-Evidence from oil wells, *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 475-482.
- Bellón, H., P. Border y C. Montenat (1983), Le magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25, 205-217.
- Ben-Avraham, Z. y M. D. Zoback (1992), Transform-normal extension and asymmetric basins: An alternative to pull-apart models, *Geology*, 20, 423-426.
- Benjumea, B. y A. M. Posadas (1996), Estudio preliminar de la morfodinámica de las fracturas principales y subsidiarias activadas en la serie de Adra-Berja (España) de 1993-94, in *Homenaje en honor al Profesor Fernando de Miguel Martínez*, edited, pp. 37-46, Universidad de Granada e IAGPDS.
- Berástegui, X., C. Banks, C. Puig, C. Taberner, D. Waltham y M. Fernández (1998), Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain, en *Cenozoic Foreland Basins of western Europe*, editado por A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher y M. Fernández, pp. 49-68, Geological Society of London Special Publications, London.

- Berman, R. G. (1988), Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ , *Journal of Petrology*, 29, 445-452.
- Bezzeghoud, M. y E. Buforn (1999), Source parameters of the 1992 Melilla (Spain,  $M_w = 4.8$ ), 1994 Alhoceima (Morocco,  $M_w = 5.8$ ) and 1994 (Algeria,  $M_w = 5.7$ ) earthquakes and seismotectonic implications, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70, 149-170.
- Biju Duval, B., J. Letouzey y L. Montadert (1978), *Structure and evolution of the Mediterranean Basins*, 951-984 pp., U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Bijwaard, H. y W. Spakman (2000), Non-linear global p-wave tomography by iterated linearized inversion, *Geophysical Journal International*, 141, 71-82.
- Bijwaard, H., W. Spakman y E. R. Engdahl (1998), Closing the gap between regional and global travel time tomography, *Journal of Geophysical Research*, 103, 30055-30078.
- Birch, F. (1961), The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, *Journal of Geophysical Research*, 66, 2199-2224.
- Birch, F., P. F. Roy y E. R. Decker (1968), Heat flow and thermal history in New England and New York, en *Studies of Appalachian geology: northern and maritime*, editado por W. White y E. A. Zen, pp. 437-451, Interscience, New York.
- Bird, P. (2003), An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 4, 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Blanco, M. J. y W. Spakman (1993), The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain, *Tectonophysics*, 221, 13-34.
- Block, L. y L. H. Royden (1990), Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust, *Tectonics*, 9, 557-567.
- Boness, N. L. y M. D. Zoback (2004), Stress-induced seismic velocity anisotropy and physical properties in the SAFOD Pilot Hole in Parkfield, CA, *Geophysical Research Letters*, 31.
- Borges, J. F., A. J. S. Fitas, M. Bezzeghoud y P. Teves-Costa (2001), Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area, *Tectonophysics*, 337, 373-387.
- Bott, J. D. J. y I. G. Wong (1995), The 1986 Crested-Butte earthquake swarm and its implications for seismogenesis in Colorado, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 1495-1500.
- Bourgeois, J., A. Mauffret, A. Ammar y A. Demnati (1992), Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea), *Geo-Marine Letters*, 12, 117-122.
- Bousquet, J. C. (1979), Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain, *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bousquet, J. C. y C. Montenat (1974), Présence de décrochements nord-est sud-ouest Plio-Quaternaires, dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 278, 2617-2620.
- Brace, W. F. (1972), Pore pressure in geophysics, en *Flow and fracture of rocks*, editado por H. C. Heard, I. Y. Borg, N. L. Carter y C. B. Raleigh, pp. 265-273, AGU, Washington, D. C.
- Brace, W. F. y D. L. Kohlstedt (1980), Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *Journal of Geophysical Research*, 85, 6248-6252.
- Braga, J. C. y J. M. Martín (1987), Sedimentación ciclónica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Triás superior alpujárride, *Cuadernos Geología Ibérica*, 11, 459-473.
- Braga, J. C., J. M. Martín y C. Quesada (2003), Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain, *Geomorphology*, 50, 3-26.
- Braun, J. y C. Beaumont (1989), A physical explanation of the relation between flanks uplifts and breakup unconformity at rifted continental margins, *Geology*, 17, 760-764.
- Brückner, H. y H. Radtke (1986), Paleoclimatic implications derived from profiles along the Spanish Mediterranean coast, en *Quaternary Climate in western Mediterranean*, editado por F. López-Vera, pp. 467-486, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Buck, W. R. (1991), Modes of continental lithosphere extension, *Journal of Geophysical Research*, 96, 20.161-20.178.
- Buforn, E. y P. Coca (2002), Seismic moment tensor for intermediate depth earthquakes at regional distances in southern Spain, *Tectonophysics*, 356, 49-63.
- Buforn, E., A. Udías y M. A. Colombas (1988), Seismicity, source mechanism and tectonic of the Azores-Gibraltar plate boundary, *Tectonophysics*, 152, 89-118.
- Buforn, E., A. Udías y R. Madariaga (1991), Intermediate and deep earthquakes in Spain, *Pure and Applied Geophysics*, 136, 375-393.
- Buforn, E., C. Sanz de Galdeano y A. Udías (1995), Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region, *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Buforn, E., M. Bezzeghoud, A. Udías y C. Pro (2004), Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 623-646.
- Buforn, E., B. Benito, C. S. de Galdeano, C. del Fresno, D. Muñoz y I. Rodríguez (2005), Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, southeastern Spain, region: Seismotectonic and seismic-risk implications, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 549-567.

- Buform, E., S. Cesca, T. Goded, C. del Fresno y D. Muñoz (2006), The Bullas (Murcia, SE Spain) earthquake, 29 January 2005, *Journal of Seismology*, 10, 67-72.
- Burbank, D. W. y R. S. Anderson (2001), *Tectonic Geomorphology*, 274 pp., Blackwell Science.
- Burov, E. B. y M. Diament (1995), The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere - What does it really mean, *Journal of Geophysical Research*, 100, 3905-3927.
- Byerlee, J. D. (1978), Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.
- Cabal, J. y M. Fernández (1995), Heat flow and regional uplift at the north-eastern border of the Ebro basin, NE Spain, *Geophysical Journal International*, 121, 393-403.
- Calvert, A., E. Sandvol, D. Seber, M. Barazangi, S. Roecker, T. Mourabit, F. Vidal, G. Alguacil y N. Jabour (2000a), Geodynamic evolution of the lithosphere and upper-mantle beneath the Alboran Region of the western Mediterranean - constraints from travel-time tomography, *Journal of Geophysical Research*, 105, 10871-10898.
- Calvert, A., E. Sandvol, D. Seber, M. Barazangi, F. Vidal, G. Alguacil y N. Jabour (2000b), Propagation of regional seismic phases ( $L_g$  and  $S_n$ ) and  $P_n$  velocity structure along the Africa-Iberia plate boundary zone: tectonic implications, *Geophysical Journal International*, 142, 384-408.
- Campillo, A. C., A. Maldonado y A. Mauffret (1992), Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: Late Miocene to Recent, *Geo-Marine Letters*, 12, 165-172.
- Carbonell, R., M. Torne, V. García-Dueñas, R. Moya y E. Banda (1995), The ESCI-Béticas: a seismic reflection image of the Betic Orogen, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 503-512.
- Carbonell, R., V. Sallarés, J. Pous, J. J. Dañobeitia, P. Queralt, J. J. Ledo y V. García-Dueñas (1998), A multidisciplinary geophysical study in the Betic Chain (southern Iberia Peninsula), *Tectonophysics*, 288, 137-152.
- Carmona, E., J. A. Esquivel, G. Estévez y J. Ibáñez (2002), Aproximación a la caracterización de las series sísmicas utilizando métodos no paramétricos, presentado en Primer centenario del Observatorio de Cartuja, IAG, Universidad de Granada, Granada.
- Casas, A. y A. Carbó (1990), Deep structure of the Betic Cordillera derived from the interpretation of a complete Bouguer anomaly map, *Journal of Geodynamics*, 12, 137-147.
- Cassano, E. (1990), Tyrrhenian and western Mediterranean geomagnetic domains, *Terra Nova*, 2, 638-644.
- Causse, C., J. L. Goy, C. Zazo y C. Hillaire-Marcel (1993), Chronological potential (Th/U) of Pleistocene Mediterranean Fauna - Marine terraces of Murcia and Alicante region, southeastern Spain, *Geodinamica Acta*, 6, 121-134.
- Cesare, B., E. S. Mariani y G. Venturelli (1997), Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic xenoliths at El Joyazo (SE Spain), *Mineralogical Magazine*, 61, 15-27.
- Cesare, B., M. T. Gómez-Pugnaire y D. Rubatto (2003), Residence time of S-type anatectic magmas beneath the Neogene volcanic province of SE Spain: a zircon and monazite SHRIMP study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 28-43.
- Chalouan, A. y A. Michard (1990), The Ghomarides nappes, Rif costal range, Morocco: A variscan chip in the Alpine belt, *Tectonics*, 9, 1565-1583.
- Chalouan, A., A. Ouazani-Touhami, L. Mouhir, R. Saji y M. Benmakhlof (1995), Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran, *Geogaceta*, 17, 107-109.
- Chalouan, A., R. Saji, A. Michard y A. W. Bally (1997), Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco, *AAPG Bulletin*, 81, 1161-1184.
- Chapman, D. S. (1986), Thermal gradients in the continental crust, en *The nature of the lower continental crust*, editado por J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall y K. H. Wedepohl, pp. 63-70, Geological Society Special Publications, London.
- Chapman, D. S. y K. P. Furlong (1992), Thermal state of the lower continental crust, en *Continental lower crust*, editado por D. M. Fountain, R. Arculus y R. W. Kay, Elsevier, Amsterdam.
- Chen, Q. y R. J. Willemann (2001), Global test of seismic event locations using three-dimensional earth models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 1704-1716.
- Chen, W. P. y P. Molnar (1983), Focal depth of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4183-4214.
- Chen, W. P. y Z. H. Yang (2004), Earthquakes beneath the Himalayas and Tibet: Evidence for strong lithospheric mantle, *Science*, 304, 1949-1952.
- Christensen, N. I. y W. D. Mooney (1995), Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761-9788.
- Christensen, N. I. y M. H. Salisbury (1975), Structure and constitution of the lower oceanic crust, *Reviews of Geophysics*, 13, 57-86.
- Chung, W. y H. Kanamori (1976), Source process and tectonic implications of the spanish deep-focus earthquake of 29 March 1954, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 85-96.
- Clark, M. K. y L. H. Royden (2000), Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow, *Geology*, 28, 703-706.

- Clemens, J. D. (1990), The granulite - granite connexion, en *Granulites and crustal differentiation*, editado por D. Vielzeuf y P. Vidal, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Clemens, J. D. y D. Vielzeuf (1987), Constraints on melting and magma production in the crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 287-306.
- Clemens, J. D., N. Petford y C. K. Mawer (1997), Ascent mechanisms of granitic magmas: causes and consequences, en *Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle*, editado por M. B. Holness, pp. 145-172, Chapman & Hall, London.
- Cloetingh, S. y E. Burov (1996), Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates, *Geophysical Journal International*, 124, 695-723.
- Cloetingh, S., M. J. R. Wortel y N. J. Vlaar (1982), Evolution of passive continental margins and initiation of subduction zones, *Nature*, 297, 139-142.
- Cloetingh, S., P. A. Ziegler, F. Beekman, P. A. M. Andriessen, L. Matenco, G. Bada, D. García-Castellanos, N. Hardebol, P. Dezes y D. Sokoutis (2005), Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography, *Quaternary Science Reviews*, 24, 241-304.
- Coblentz, D. y R. M. Richardson (1996), Analysis of the South American intraplate stress field, *Journal of Geophysical Research*, 101, 8643-8657.
- Coblentz, D., R. M. Richardson y M. Sandiford (1994), Tectonic stresses in the African Plate; constraints on the ambient lithospheric stress state, *Tectonics*, 13, 929-945.
- Coca, P. y E. Buforn (1994), Mecanismos focales en el Sur de España: Periodo 1965-1985, *Estudios Geológicos*, 50, 33-45.
- Cocard, M., H. G. Kahle, Y. Peter, A. Geiger, G. Veis, S. Felekis, D. Paradissis y H. Billiris (1999), New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece, *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 39-47.
- Comas, M. C., V. García-Dueñas y M. J. Jurado (1992), Neogene tectonic evolution of The Alboran Sea from MCS data, *Geo-Marine Letters*, 12, 157-164.
- Comas, M. C., J. J. Dañoibeitia, J. Álvarez Marrón y J. I. Soto (1995), Crustal reflections and structure in the Alboran Basin. Preliminary results of the ESCI-Alborán survey, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 529-542.
- Comas, M., J. J. Dañoibeitia, J. Alvarez-Marrón y J. I. Soto (1997), Crustal reflections and structure in the Alboran Basin: preliminary results of the ESCI-Alborán Survey, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 76-88.
- Comas, M. C., J. P. Platt, J. I. Soto y A. B. Watts (1999), The origin and tectonic history of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 results, en *Proc. ODP, Sci. Results*, editado por R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus, 555-579 pp., Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Comas, M., M. K. Ivanov y la tripulación científica del TTR-12 Leg 3 (2003), Alboran Basin (Leg 3), en *Interdisciplinary geoscience research on the North East Atlantic Margin, Mediterranean Sea and Mid-Atlantic Ridge*, editado por N. H. Kenyon, M. K. Ivanov, A. M. Akhmetzhanov y G. G. Akhmanov, UNESCO, 2003 (English).
- Condie, K. C. (1982), *Plate tectonics & crustal evolution*, 2ª ed., 58 pp., Pergamon, New York.
- Cox, J. W. (1983), Long-axis orientation in elongated boreholes, *The Technical Review*, 30, 15-25.
- Crespo-Blanc, A. y J. Campos (2001), Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics), *Journal of Structural Geology*, 23, 1615-1630.
- Crespo-Blanc, A. y D. Frizon de Lamotte (2006), Structural evolution of the external zones derived from the flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177, 267-282.
- Crespo-Blanc, A., M. Orozco y V. García-Dueñas (1994), Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems, *Tectonics*, 13, 78-88.
- Dañoibeitia, J. J., V. Sallarès y J. Gallart (1998), Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain), *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 225-239.
- Davidson, C., S. M. Schmid y L. S. Hollister (1994), Role of melt during deformation in the deep crust, *Terra Nova*, 6, 133-142.
- De Jong, K. (1991), Tectono-Metamorphic studies an radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain): with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area, Tesis Doctoral, 251 pp, Vrije University, Amsterdam, Netherlands.
- De la Linde, J., M. Comas y J. I. Soto (1996), Morfología del basamento en el nor-oeste del Mar de Alborán, *Geogaceta*, 20, 355-358.
- De Larouzière, F. D., J. Bolze, P. Bordet, J. Hernández, C. Montenat y P. Ott d'Estevou (1988), The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene, *Tectonophysics*, 152, 41-52.

- De Larouzière, F. D., P. A. Pezard, M. Comas, B. Celerier y C. Vergniault (1999), Structure and tectonic stresses in metamorphic basement, Site 976, Alboran Sea, en *Proc. ODP, Sci. Results*, editado por R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus, pp. 320-329, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- De Miguel, F., G. Alguacil y F. Vidal (1988), Una escala de magnitud a partir de la duración para terremotos del Sur de España, *Revista de Geofísica*, 44, 75-86.
- De Voogd, B., R. Nicolich, J. L. Olivet y otros 20 (1991), First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in western Mediterranean), en *Continental lithosphere, deep seismic reflections*, editado por American Geophysical Union, pp. 265-274, American Geophysical Union.
- Delacou, B., C. Sue, J. D. Champagnac y M. Burkhard (2004), Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophysical Journal International*, 158, 753-774.
- Delgado, J., P. Alfaro, J. Galindo-Zaldívar, A. Jabajoy, A. C. López Garrido y C. Sanz de Galdeano (2002), Structure of the Padul-Nigüelas Basin (S Spain) from H/V ratios of ambient noise: application of the method to study peat and coarse sediments, *Pure and Applied Geophysics*, 159, 2733-2749.
- Dell'Angelo, L. N. y J. Tullis (1988), Experimental deformation of partially melted granitic aggregates, *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 495-515.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus y S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus y S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.
- Déverchère, J., K. Yelles, A. Domzig, B. Mercier de Lépinay, J. P. Bouillin, V. Gaullier, R. Bracène, E. Calais, B. Savoye, A. Kherroubi, P. L. Roy, H. Pauc y G. Dan (2005), Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 M<sub>w</sub> 6.9 earthquake, *Geophysical Research Letters*, 32, L04311, doi:04310.01029/02004GL021646.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Turco, D. H. W. a. Hutton y S. D. Knott (1989), Kinematics of the western Mediterranean, en *Conference on Alpine tectonics*, editado por M. P. Coward, D. Dietrich y R. G. Park, pp. 265-283, Geological Society of London Special Publications, London.
- Didon, J., M. Durand-Delga y J. Kornprobst (1973), Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar, *Bulletin de la Société Géologique de France*, XV, 77-104.
- Doblas, M., V. Mahecha, M. Hoyos y J. López-Ruiz (1997), Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain, *Journal of Structural Geology*, 19, 159-170.
- Docherty, C. y E. Banda (1995), Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere, *Tectonics*, 14, 804-818.
- Dodge, D. A., G. C. Beroza y W. L. Ellsworth (1995), Foreshock sequence of the 1992 Landers, California, earthquake and its implications for earthquake nucleation, *Journal of Geophysical Research*, 100, 9865-9880.
- Domzig, A., K. Yelles, C. Le Roy, J. Deverchère, J. P. Bouillin, R. Bracene, B. Mercier de Lépinay, P. Le Roy, E. Calais y A. Kherroubi (2006), Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *Comptes Rendus Geosciences*, 338, 80-91.
- Dorbath, C. y F. Masson (2000), Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19° 30' S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio, *Tectonophysics*, 327, 213-223.
- Drewes, H. y D. Angermann (2001), The actual plate kinematic and crustal deformation model 2000 (APKIM2000) as a geodetic reference system, en *Vistas for geodesy in the new millenium*, editado por A. J. Schwarz, pp. 329-334, Springer, Berlin Heidelberg, New York.
- Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard y C. Harris (2004), Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis, *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 91-108.
- Duggen, S., K. Hoernle, P. Van den Bogaard y D. Garbe-Schonberg (2005), Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere, *Journal of Petrology*, 46, 1155-1201.
- Durand-Delga, M. y J. M. Fonboté (1980), Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, presentado en 26° Congrès Géologique Internationale Paris, Colloque n° 5 (Les chaines alpines issues de la Téthys), Mem. B.R.G.M.
- Durand-Delga, M., P. Escalier des Orres y F. Fernex (1962), Sur la présence de Jurassique et d'Oligocène a l'ouest de Carthagene (Espagne méridionale), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 255, 1753-1755.
- El Bakkali, S., A. Gourgau, J. L. Bourdier, H. Bellón y N. Gundogdu (1998), Post-collision neogene volcanism of the eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time, *Lithos*, 45, 523-543.

- Ellis, S. y B. Stockhert (2004), Elevated stresses and creep rates beneath the brittle-ductile transition caused by seismic faulting in the upper crust, *Journal of Geophysical Research*, 109, B05407, doi:10.1029/2004GL021646.
- England, P. C. y G. A. Houseman (1985), Role of lithospheric strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighboring regions, *Nature*, 315, 297-301.
- England, P. C. y G. A. Houseman (1986), Finite strain calculation of continental deformation; 1, Comparison with the India-Asia collision zone, *Journal of Geophysical Research*, B 91, 3661-3663.
- England, P. C. y G. A. Houseman (1989), Extension during continental convergence with application to the Tibetan Plateau, *Journal of Geophysical Research*, 94, 17.561-17.579.
- England, P. C. y P. Molnar (1997), Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics, *Science*, 278, 647-650.
- England, P. C. y P. Molnar (2005), Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia, *Journal of Geophysical Research*, 110, B12401, doi:10.1029/2004JB003541.
- Ercilla, G. (1992), Sedimentación en márgenes continentales y cuencas del Mediterráneo Occidental durante el Cuaternario (Península Ibérica), Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Cataluña.
- Evans, K. (1989), Appalachian stress study 3. Regional scale stress variations and their relation to structure and contemporary tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 94, 17619-17645.
- Fadil, A., P. Vernant, S. McClusky, R. Reilinger, F. Gomez, D. Ben Sari, T. Mourabit, K. Feigl y M. Barazangi (2006), Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco, *Geology*, 34, 529-532.
- Fernandes, R., B. A. C. Ambrosius, R. Noomen, L. Bastos, M. J. R. Wortel, W. Spakman y R. Govers (2003), The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data, *Geophysical Research Letters*, 30, 1828, doi:10.1029/2003GL017089.
- Fernandes, R. M. S., L. Bastos, B. A. C. Ambrosius, R. Noomen, S. Matheussen y P. Baptista (2004), Recent geodetic results in the Azores Triple Junction region, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 683-699.
- Fernández, M. y G. Ranalli (1997), The role of rheology in extensional basin formation modelling, *Tectonophysics*, 282, 129-145.
- Fernández, M., X. Berástegui, C. Puig, D. García-Castellanos, M. J. Jurado, M. Torne y C. Banks (1998a), Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain, en *Cenozoic Foreland Basins of western Europe*, editado por A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher y M. Fernández, pp. 29-48, Geological Society of London Special Publications, London.
- Fernández, M., I. Marzán, A. Correia y E. Ramalho (1998b), Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Fernández, M., I. Marzán y M. Torne (2004), Lithospheric transition from the Variscan Iberian Massif to the Jurassic oceanic crust of the Central Atlantic, *Tectonophysics*, 386, 97-115.
- Fernández de Castro, M., J. P. Lasala, D. Cortázar y J. Gonzalo y Tarín (1885), Terremoto de Andalucía: Informe de la Comisión nombrada para su estudio dando cuenta del estado de los trabajos en 7 de Marzo de 1885, 107 pp, Madrid.
- Ferri, F., L. Burlini, B. Cesare y R. Sassi (2007), Seismic properties of lower crustal xenoliths from El Hoyazo (SE Spain): Experimental evidence up to partial melting, *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 239-253.
- Flesch, L. M., W. E. Holt, A. J. Haines y T. B. Shen (2000), Dynamics of the Pacific-North American plate boundary in the western United States, *Science*, 287, 834-836.
- Flesch, L. M., A. J. Haines y W. E. Holt (2001), Dynamics of the India-Eurasia collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 106, 16435-16460.
- Flinch, J. F. (1996), Accretion and extensional collapse of the external western Rif (northern Morocco), en *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*, editado por P. A. Ziegler y F. Horvath, pp. 61-85, Editions du Museum, Paris.
- Frizon de Lamotte, D., A. Crespo-Blanc, B. Saint-Bézar, M. Comas, M. Fernández, H. Zeyen, P. Ayarza, C. Robert-Charrue, A. Chalouan, M. Zizi, A. Teixell, M.-L. Arboleya, F. Alvarez-Lobato, M. Julivert y A. Michard (2004), TRANSMED Transect I, en *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle.*, editado por W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli y P. Ziegler, pp. 141, Springer, Berlin Heidelberg.
- Fullea Urchulutegui, J., M. Fernández y H. Zeyen (2006), Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data, *Comptes Rendus Geosciences*, 338, 140-151.
- Fullea, J., M. Fernández, H. Zeyen y J. Verges (2007), A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones, *Tectonophysics*, In Press.
- Galdeano, A. y J. C. Rossignol (1977), Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 461-468.

- Galdeano, A., V. Courtillot, E. Le Borgne, J. L. Le Mouél y J. C. Rossignol (1974), An aeromagnetic survey of the southwest of the western Mediterranean: Description and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 23, 323-336.
- Galindo-Zaldívar, J., F. González-Lodeiro y A. Jabaloy (1989), Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain), *Geodinamica Acta*, 3, 73-85.
- Galindo-Zaldívar, J., F. González Lodeiro y A. Jabaloy (1993), Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to the present), *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Jabaloy, F. González-Lodeiro y F. Aldaya (1997), Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain), *Tectonics*, 16, 18-37.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Jabaloy, I. Serrano, J. Morales, F. González-Lodeiro y F. Torcal (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, 686-702.
- Galindo-Zaldívar, J., A. J. Gil, M. J. Borque, F. González-Lodeiro, A. Jabaloy, C. Marín Lechado, P. Ruano y C. Sanz de Galdeano (2003), Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain), *Journal of Geodynamics*, 36, 239-250.
- Gallart, J., N. Vidal, J. Díaz y Dañobeitia, J. J. (1995), The base of the crust at the Betic-Alborán Sea transition: evidence for an abrupt structural variation from wide-angle ESCI data, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 519-527.
- García-Castellanos, D., M. Fernández y M. Torne (2002), Modelling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain), *Tectonics*, 21, 9-1/9-17.
- García-Dueñas, V., J. M. Martínez-Martínez y J. I. Soto (1988), Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues separados por zonas de cizalla, *II Congreso Geológico de España. Simposios*, 17-26.
- García-Dueñas, V., J. C. Balanyá y J. M. Martínez-Martínez (1992), Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications, *Geological Magazine*, 12, 88-95.
- García-Dueñas, V., E. Banda, M. Torne, D. Córdoba y ESCI-Béticas Working Group (1994), A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results, *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- García-Hernández, M., A. C. López-Garrido, P. Rivas, C. Sanz de Galdeano y J. A. Vera (1980), Mesozoic paleogeographic evolution on the external zones of the Betic Cordillera, *Geologie en Mijnbouw*, 50, 155-168.
- Gardner, G. H. F., L. W. Gardner y A. R. Gregory (1974), Formation velocity and density—the diagnostic basics of stratigraphic traps, *Geophysics*, 39, 770-780.
- Gerya, T. V. y D. A. Yuen (2003), Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel “cold plumes” at subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 47-62.
- Gill, R. C. O., A. Aparicio, M. El Azzouzi, J. Hernández, M. F. Thirlwall, J. Bourgois y G. F. Murriner (2004), Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes, *Lithos*, 78, 363-388.
- Giménez, J., E. Suriñach y X. Goula (2000), Quantification of vertical movements in the eastern Betics (Spain) by comparing levelling data, *Tectonophysics*, 317, 237-258.
- Gleason, G. C. y J. Tullis (1995), A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell, *Tectonophysics*, 247, 1-23.
- Goes, S., J. Loohuis, M. Wortel y R. Govers (2000), The effect of plate stresses and shallow mantle temperatures on tectonics of northwestern Europe, *Global and Planetary Change*, 27, 23-38.
- Goetze, C. (1978), The mechanism of creep in olivine, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 288, 99-119.
- Goetze, C. y B. Evans (1979), Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 463-478.
- Goffé, B., A. Michard, V. García-Dueñas, F. González-Lodeiro, P. Monié, J. Campos, J. Galindo-Zaldívar, A. Jabaloy, J. M. Martínez-Martínez y J. F. Simancas (1989), First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain), *European Journal of Mineralogy*, 1, 139-142.
- Gómez-Pugnaire, M. T., J. C. Braga, J. M. Martín, F. P. Sassi y A. Del Moro (2000), Regional implications of a Paleozoic age for the Nevado-Filábride Cover of the Betic Cordillera, Spain, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 45-52.
- González, A., D. Córdoba, R. Vegas y L. M. Matias (1998), Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz, *Tectonophysics*, 296, 317-331.
- Goy, J. L., C. Zazo, T. Bardaji y L. Somoza (1986), Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España). El control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas, *Estudios Geológicos*, 42, 439-443.
- Goy, J. L., C. Zazo, T. Bardaji, L. Somoza, C. Causse y C. Hillaire-Marcel (1993), Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Este de l'Espagne, *Geodinamica Acta*, 6, 103-119.

- Gràcia, E., R. Pallàs, J. I. Soto, M. Comas, X. Moreno, E. Masana, P. Santanach, S. Díez, M. García y J. Dañoibeitia (2006), Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the southern Iberian Margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 734-749.
- Grimison, N. L. y W. P. Chen (1986), The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depth of earthquakes, and their tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, 91, 2029-2047.
- Grimison, N. L. y W. P. Chen (1988), Source mechanisms of four recent earthquakes along the Azores-Gibraltar plate boundary, *Geophysical Journal*, 92, 391-401.
- Gurría, E., J. Mezcuca y M. J. Blanco (1997), Crustal and upper mantle velocity structure of southern Iberia, the sea of Alborán, and the Gibraltar Arc determined by local earthquake tomography, *Annali di Geofisica*, XL, 123-132.
- Gutscher, M. A. (2004), What caused the great Lisbon earthquake?, *Science*, 305, 1247-1248.
- Gutscher, M. A., J. Malod, J. P. Rehault, I. Contrucci, F. Klingelhoefer, V. L. Mendes y W. Spakman (2002), Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology*, 30, 1071-1074.
- Gutscher, M. A., M. A. Baptista y J. M. Miranda (2006), The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2): Constraints on a shallow east dipping fault-plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity, *Tectonophysics*, 426, 153-166.
- Haimson, B. C. y C. Fairhurst (1967), Initiation and extension of hydraulic fractures in rock, *Society of Petroleum Engineers Journal*, 7.
- Haimson, B. C. y M. Y. Lee (1984), Development of a wireline hydrofracturing technique and its use at a site of induced seismicity, presentado en Proceeding of the 25th U.S. Rock Mechanics Symposia, New York.
- Handy, M. R., S. B. Wissing y L. E. Streit (1999), Frictional-viscous flow in mylonite with varied biminerale composition and its effect on lithospheric strength, *Tectonophysics*, 303, 175-191.
- Hansen, F. D. (1982), Semibrittle creep of selected crustal rocks at 1000 MPa, Texas A&M, College Station.
- Hatzfeld, D. y The Working Group for the Deep Sounding in the Alboran Sea (1978), Crustal seismic profiles in the Alboran Sea - Preliminary results, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 167-180.
- Heard, H. C. y N. L. Carter (1968), Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite, *American Journal of Science*, 266, 1-42.
- Henares, J., C. López Casado, C. Sanz de Galdeano, J. Delgado y J. A. Peláez (2003), Stress field in the Iberian-Magherbi region, *Journal of Seismology*, 7, 65-78.
- Henstock, T. J., A. Levander y J. A. Hole (1997), Deformation in the lower crust of the San Andreas fault system in northern California, *Science*, 278, 650-653.
- Hernández, J., F. D. de Larouzière, J. Bolze y P. Bordenet (1987), Le magmatisme Néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alborán, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 III, 257-267.
- Herraiz, M., G. de Vicente, R. Lindo-Naupari, J. Giner, J. L. Simón, J. M. González-Casado, O. Vadillo, M. A. Rodríguez-Pascua, J. I. Cicuéndez, A. Casas, L. Cabañas, P. Rincón, A. Cortés, L., M. Ramírez y M. Lucini (2000), The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula, *Tectonics*, 19, 762-786.
- Hillaire-Marcel, C., O. Carro, C. Causse, J. L. Goy y C. Zazo (1986), Th/U dating of *Strombus Bubonius*-bearing marine terraces in southeastern Spain, *Geology*, 14, 613-616.
- Hinz, K. (1972), Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the western Mediterranean, South and North of the island of Mallorca, *Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA*, 6, 405-426.
- Hofmeister, A. M. y R. E. Criss (2005), Earth's heat flux revised and linked to chemistry, *Tectonophysics*, 395, 159-177.
- Holtzman, B. K., D. L. Kohlstedt, M. E. Zimmerman, F. Heidelbach, T. Hiraga y J. Hustoft (2003), Melt segregation and strain partitioning: Implications for seismic anisotropy and mantle flow, *Science*, 301, 1227-1230.
- Holyoke, C. W. y T. Rushmer (2002), An experimental study of grain scale melt segregation mechanisms in two common crustal rock types, *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 493-512.
- Horvath, F. y H. Berkhemer (1982), Mediterranean backarc basins, en *Alpine Mediterranean geodynamics*, editado por H. Berkhemer y K. Hsü, pp. 141-173, American Geophysical Union, Washington.
- Houseman, G. A. y P. C. England (1986), Finite strain calculations of continental deformation 1: Method and general results for convergent zones, *Journal of Geophysical Research*, 91, 3651-3663.
- Houseman, G. A. y P. C. England (1993), Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision, *Journal of Geophysical Research*, B 98, 12233-12249.
- Houseman, G. A. y P. Molnar (2001), Mechanisms of lithospheric rejuvenation associated with continental orogeny, en *Continental Reactivation and Reworking*, editado por J. A. Miller, R. E. Holdsworth, I. S. Buick y M. Hand, pp. 13-38, Geol. Soc. London Special Publications, London.
- Husen, S., E. Kissling, N. Deichmann, S. Wiemer, D. Giardini y M. Baer (2003), Probabilistic earthquake location in complex three-dimensional velocity models: application to Switzerland, *Journal of Geophysical Research*, 108.

- Ibáñez, J. M. (1990), Atenuación de ondas coda y  $L_g$  en el Sur de España y de Italia a partir de sismogramas digitales, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada.
- Ibáñez, J. M., E. del Pezzo, F. de Miguel, M. Harraiz, G. Alguacil y J. Morales (1990), Depth dependent seismic attenuation in the Granada zone (southern Spain), *Bulletin of the Seismological Society of America*, *80*, 1232–1244.
- Iribarren, L., J. Vergés, J. Fulla y M. Fernández (2003), Balance volumétrico de sedimentos neógenos y cuaternarios en el margen Sud-Ibérico: implicaciones tectónicas, *Geotemas*, *5*, 129-132.
- Jabaloy, A., J. Galindo-Zaldívar y F. González Lodeiro (1993), The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain, *Journal of Structural Geology*, *15*, 555-569.
- Jackson, J. (1994), Active Tectonics of the Aegean Region, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *22*, 239-271.
- Jackson, J. (2002), Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich?, *GSA Today*, September 2002, 4-9.
- Jackson, J. y D. P. McKenzie (1988), Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding areas, *Basin Research*, *1*, 121-128.
- Jaupart, C. (1986), On the average amount and vertical distribution of a radioactivity in the continental crust, en *Thermal modeling in sedimentary basins*, editado por J. Burrus, pp. 33-47, Éditions Technip, Paris.
- Jiménez-Munt, I. y J. Platt (2006), Influence of mantle dynamics on the topographic evolution of the Tibetan Plateau: Results from numerical modelling, *Tectonics*, *25*, TC6002, doi:6010.1029/2006TC001963.
- Jiménez-Munt, I. y A. M. Negrodo (2003), Neotectonic modelling of the western part of the Africa-Eurasia plate boundary; from the Mid-Atlantic Ridge to Algeria, *Earth and Planetary Science Letters*, *205*, 257-271.
- Jiménez-Munt, I., M. Fernández, M. Torne y P. Bird (2001), The transition from linear to diffuse plate boundary en the Azores-Gibraltar region: results from thin-sheet model, *Earth and Planetary Science Letters*, *192*, 175-189.
- Jiménez-Munt, I., D. García-Castellanos y M. Fernández (2005), Thin-sheet modelling of lithospheric deformation and surface mass transport, *Tectonophysics*, *407*, 239-255.
- Johannes, W. y F. Holtz (1996), *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*, 335 pp., Springer-Verlag, Berlin.
- Johnson, M. y C. Vincent (2002), Development and testing of a 3D velocity model for improved event location: a case study for the India-Pakistan region, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*, 2893-2910.
- Jokinen, J. y I. T. Kukkonen (2000), Inverse Monte Carlo simulation of the lithospheric thermal regime in the Fennoscandian Shield using xenolith-derived mantle temperatures, *Journal of Geodynamics*, *29*, 71-85.
- Jolivet, L. y C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, *19*, 1095-1106.
- Jones, C., J. Unruh y L. Sonder (1996), The role of gravitational potential energy in active in the southwestern United States, *Nature*, *381*, 37-41.
- Julià, J., F. Mancilla y J. Morales (2005), Seismic signature of intracrustal magmatic intrusions in the eastern Betics (Internal Zone), SE Iberia, *Geophysical Research Letters*, *32*, L16302, doi:10.1029/2005GL023274.
- Jurado, M. J. y M. C. Comas (1992), Well log interpretation and seismic character of the Cenozoic sequence in the northern Alboran Sea, *Geo-Marine Letters*, *12*, 129-136.
- Kameyama, M., D. A. Yuen y S. Karato (1999), Thermal-mechanical effects of low temperature plasticity (the Peierls mechanism) on the deformation of a viscoelastic shear zone, *Earth and Planetary Science Letters*, *168*, 159-172.
- Karato, S. (1989), Seismic anisotropy: Mechanisms and tectonic implications, en *Rheology of Solids and of the Earth*, editado por S. Karato y M. Toriumi, pp. 176-208, Oxford University Press, New York.
- Karato, S., M. S. Paterson y J. D. Fitz-Gerald (1986), Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain size and water, *Journal of Geophysical Research*, *91*, 8151-8176.
- Kastrup, U., M. L. Zoback, N. Diechmann, K. F. Evans, D. Giardini y J. M. Andrew (2004), Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions, *Journal of Geophysical Research*, *109*, B01402, doi:01410.01029/02003JB002550.
- Keller, J. V. A., S. H. Hall, C. J. Dart y K. R. McClay (1995), The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system - The Carboneras Fault, SE Spain, *Journal of the Geological Society of London*, *152*, 339-351.
- Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl y R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from travel-times, *Geophysical Journal International*, *122*, 108-124.
- Khazaradze, G. y J. Klotz (2003), Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 2289, doi:2210.1029/2002JB001879.
- Kirby, S. H. (1983), Rheology of the lithosphere, *Reviews of Geophysics*, *21*, 1458-1487.

- Kirsch, G. (1898), Die Theorie der Elastizität und die Bedürfnisse der Festigkeitslehre, *Zeitschrift des Vereines deutscher Ingenieure*, 42, 797-807.
- Klitgord, K. D. y H. Schouten (1986), Plate kinematics of the central Atlantic, en *The Geology of North America*, editado por P. R. Vogt y B. E. Tucholke, pp. 351-377, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Kohlstedt, D. L., B. Evans y S. J. Mackwell (1995), Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments, *Journal of Geophysical Research*, 100, 17587-17602.
- Kornprobst, J., M. Piboule, M. Roden y A. Tabit (1990), Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at Beni-Boussera (Morocco) - Original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle, *Journal of Petrology*, 31, 717-745.
- Kováč, M., M. Bielik, J. Hók, P. Kovác, B. Kronome, P. Labák, P. Moczo, D. Plasienska, J. Sefara y M. Sujan (2002), Seismic activity and neotectonic evolution of the western Carpathians (Slovakia), en *Neotectonics and surface processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System*, editado por S. Cloetingh, F. Horváth, G. Bada y A. C. Lankreijer, p. 295, EGU Stephan Mueller Special Publication Series.
- Kreemer, C., J. Haines, W. E. Holt, G. Blewitt y D. Lavalley (2000), On the determination of a global strain rate model, *Earth Planets Space*, 52, 765-770.
- Kronenberg, A. K. y J. Tullis (1984), Flow strengths of quartz aggregates - grain-size and pressure effects due to hydrolytic weakening, *Journal of Geophysical Research*, 89, 4281-4297.
- Kusznir, N. J. y R. G. Park (1986), Continental lithosphere strength; the critical role of lower crustal deformation, en *The nature of the lower continental crust*, editado por J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall y K. H. Wedepohl, pp. 79-93, Geological Society of London Special Publications, London.
- Lachenbruch, A. H. (1968), Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada, *Journal of Geophysical Research*, 73, 6977-6989.
- Lachenbruch, A. H. (1970), Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat-flow relation, *Journal of Geophysical Research*, 75, 3291-3300.
- Lachenbruch, A. H. y P. Morgan (1990), Continental extension, magmatism and elevation: formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, 174, 39-62.
- Lachenbruch, A. H. y J. H. Sass (1992), Heat-Flow from Cajon Pass, Fault Strength, and Tectonic Implications, *Journal of Geophysical Research*, 97, 4995-5015.
- Lambeck, K. y J. Chappell (2001), Sea level change through the last glacial cycle, *Science*, 292, 679-686.
- Lange, R. A. (1996), Temperature independent thermal expansivities of sodium aluminosilicate melts between 713 and 1835 K, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 60, 4989-4996.
- Lange, R. A. y I. S. E. Carmichael (1987), Densities of Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> liquids - New measurements and derived partial molar properties, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 51, 2931-2946.
- Lario, J., C. Zazo, L. Somoza, J. L. Goy, M. Hoyos, P. G. Silva y F. J. Hernández-Molina (1993), Los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (España), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 41-46.
- Larson, K. M., J. T. Freymueller y S. Philipsen (1997), Global plate velocities from the Global Positioning System, *Journal of Geophysical Research*, 102, 9961-9981.
- Le Breton, N. y A. B. Thompson (1988), Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.
- Leblanc, D. y P. Olivier (1984), Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny, *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- Lewis, T. J., R. D. Hyndman y P. Flück (2003), Heat flow, heat generation, and crustal temperatures in the northern Canadian Cordillera: Thermal control of tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2316, doi:2310.1029/2002JB002090.
- Liu, L. y M. D. Zoback (1992), The effect of topography on the state of stress in the crust: Application to the site of the Cajon Pass scientific drilling project, *Journal of Geophysical Research*, 97, 5095-5108.
- Liu, M. y Y. Yang (2003), Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2361, doi:2310.1029/2002JB002248.
- Lonergan, L. y J. P. Platt (1995), The Maláguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the internal zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain, *Journal of Structural Geology*, 17, 1655-1671.
- Lonergan, L. y N. White (1997), Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics*, 16, 504-522.
- Lonergan, L., J. P. Platt y L. Gallagher (1994), The Internal-External zone boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain: Reply, *Journal of Geophysical Research*, 18, 525-527.
- López Casado, C., C. Sanz de Galdeano, S. Molina Palacios y J. Henares Romero (2001), The structure of the Alboran Sea: interpretation from seismological and geological data, *Tectonophysics*, 338, 79-95.
- López-Ruiz, J., J. M. Cebriá y M. Doblas (2002), Cenozoic volcanism I: the Iberian Peninsula, en *Geology of Spain*, editado por W. Gibbons y T. Moreno, pp. 417-438, Geological Society of London, London.

- Lowry, A. R. y R. B. Smith (1995), Strength and rheology of the western U.S. Cordillera, *Journal of Geophysical Research*, 100, 17947-17963.
- Luan, F. C. y M. S. Paterson (1992), Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz, *Journal of Geophysical Research*, 97, 301-320.
- Luján, M., A. Crespo-Blanc y J. C. Balanyá (2006), The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge, *Tectonics*, 25, TC6001, doi:10.1029/2005TC001910.
- Lund, M. G., H. Austrheim y M. Erambert (2004), Earthquakes in the deep continental crust - insights from studies on exhumed high-pressure rocks, *Geophysical Journal International*, 158, 569-576.
- Lynch, H. D. y P. Morgan (1987), The tensile strength of the lithosphere and the localisation of extension, en *Continental extensional tectonics*, editado por M. P. Coward, J. F. Dewey y P. L. Hancock, pp. 53-65, Geological Society of London Special Publications, London.
- Maillard, A., V. Gaullier, B. C. Vendeville y F. Odonne (2003), Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Ligurian-Provençal Basin, northwest Mediterranean, *Marine and Petroleum Geology*, 20, 13-27.
- Maldonado, A., A. C. Campillo, A. Mauffret, B. Alonso, J. Woodside y J. Campos (1992), Alboran Sea Late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution, *Geo-Marine Letters*, 12, 179-186.
- Mancilla, F. (2006), Leyes de escalado del movimiento sísmico del suelo en el Sur de España, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada.
- Mancilla, F. d. L., C. J. Ammon, R. B. Herrmann y J. Morales (2002), Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain, *Tectonophysics*, 354, 139-155.
- Mardia, K. V. (1972), *Statistics of Directional Data*, Academic Press, San Diego, California.
- Marín-Lechado, C., J. Galindo-Zaldívar, L. R. Rodríguez-Fernández, I. Serrano y A. Pedrera (2005), Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain), *Tectonophysics*, 396, 81-96.
- Martín, J. M., J. C. Braga y C. Betzler (2003), Late Neogene-Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almería, SE Spain, *Geomorphology*, 50, 27-42.
- Martínez del Olmo, W., J. García Mallo, G. Leret Verdu, A. Serrano Oñate y J. Suárez Alba (1984), Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir, *I Congreso Español de Geología, Segovia*, 199-213.
- Martínez Díaz, J. J. (1998), Neotectónica y tectónica activa del sector centro-occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética-España), Tesis Doctoral, 465 pp, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Martínez-Díaz, J. J. (2002), Stress field variation related to fault reactivation in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain, *Tectonophysics*, 356, 291-305.
- Martínez-Díaz, J. J. y P. Hernández-Enrile (2004), Neotectonics and morphotectonics of the southern Almería region (Betic Cordillera-Spain) kinematic implications, *International Journal of Earth Sciences*, 93, 189-206.
- Martínez-Martínez, J. M., J. I. Soto y J. C. Balanyá (1997), Crustal decoupling and intracrustal flow beneath domal exhumed core complexes, Betics (SE Spain), *Terra Nova*, 9, 223-227.
- Martínez-Martínez, J. M., J. I. Soto y J. C. Balanyá (2002), Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain), *Tectonics*, 21, 1-21.
- Martínez-Martínez, J. M., J. I. Soto y J. C. Balanyá (2004), Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (SE Spain), en *Gneiss domes in orogeny*, editado por D. L. Whitney, C. Teyssier y C. S. Siddoway, Geological Society of America, Special Paper, Boulder, Colorado.
- Martínez-Solares, J. M. y J. Mezcua Rodríguez (2002), *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1990)*, 253 pp., Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid.
- Masana, E., J. J. Martínez-Díaz, P. Hernández-Enrile y P. Santanach (2004), The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: seismotectonic implications for the Ibero-Magrebic region, *Journal of Geophysical Research*, 109, B01301, doi:10.1029/2002JB002359.
- Mattei, M., F. Cifelli, I. M. Rojas, A. Crespo Blanc, M. Comas, C. Faccenna y M. Porreca (2006), Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: new paleomagnetic constrains from the Betic chain, *Earth and Planetary Science Letters*, 250, 522-540.
- Mauffret A., G. Pascal, A. Maillard y C. Gorini (1995), Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin, *Marine and Petroleum Geology*, 12, 645-666.
- Mauffret, A., D. Frizon de Lamotte, S. Lallemand, C. Gorini y A. Maillard (2004), E-W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean), *Terra Nova*, 16, 257-264.
- Mazzoli, S. y M. Helman (1994), Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe : some implications for recent central Mediterranean tectonics, *International Journal of Earth Sciences*, 83, 464-468.
- McClusky, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari y A. Tealeb (2003), GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophysical Journal International*, 155, 126-138.

- McGarr, A. y N. C. Gay (1978), State of stress in Earth's crust, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 405-436.
- McGarr, A., S. M. Spottiswoode y N. C. Gay (1975), Relationship of mine tremors to induced stresses and to rock properties in focal region, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 981-993.
- McKenzie, D. P. (1972), Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- McKenzie, D. y J. A. Jackson (1983), The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 65, 182-202.
- Medialdea, T., E. Suriñach, R. Vegas, E. Banda y J. Ansonge (1986), Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain), *Annales Geophysicae*, 4, 345-355.
- Medina, F. (1995), Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis, *Journal of Structural Geology*, 17, 1035-1046.
- Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chema, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P. J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad y F. Benhamouda (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the  $M_w=6.8$  Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophysical Research Letters*, 31, L19605, doi:19610.11029/12004GL020466.
- Meijer, P. T., R. Govers y M. J. R. Wortel (1997), Forces controlling the present-day state of stress in the Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 157-170.
- Meissner, R. y W. Mooney (1998), Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape, *Tectonophysics*, 296, 47-60.
- Meissner, R. y J. Strehlau (1982), Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, *Tectonics*, 1, 73-89.
- Mercier, J. L., D. Sorel, P. Vergely y K. Simeakis (1989), Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, 2, 49-71.
- Mickus, K. y C. Jallouli (1999), Crustal structure beneath the Tell and Atlas Mountains (Algeria and Tunisia) through the analysis of gravity data, *Tectonophysics*, 314, 373-385.
- Miller, S. A. (2002), Earthquake scaling and the strength of seismogenic faults, *Geophysical Research Letters*, 29, 1389, doi:1310.1029/2001GL014181.
- Missenard, Y., H. Zeyen, D. F. de Lamotte, P. Leturmy, C. Petit, M. Sebrier y O. Saddiqi (2006), Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Molnar, P., P. England y J. Martinod (1993), Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon, *Reviews of Geophysics*, 31, 357-396.
- Montenat, C., P. Ott d'Estevou y P. Masse (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.
- Montenat, C., P. Ott d'Estevou y G. de la Chapelle (1990), Le Bassin de Nijar-Carboneras et le Couloir du Bas-Andarax, en *Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique Orientale (Espagne)*, editado por C. Montenat, pp. 129-164, Institut Geologique Albert de Lapparent, Paris.
- Morales, J., I. Serrano, F. Vidal y F. Torcal (1997), The depth of the earthquake activity in the Central Betics (southern Spain), *Geophysical Research Letters*, 24, 3289-3292.
- Morales, J., I. Serrano, A. Jabajoy, J. Galindo-Zaldívar, D. Zhao, F. Torcal, F. Vidal y F. González Lodeiro (1999), Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea, *Geology*, 27, 735-738.
- Morel, J. L. y M. Meghraoui (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*, editado por D. J. Stanley y F. C. Wezel, pp. 65-82, Springer-Verlag.
- 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.
- Müller, B., M. L. Zoback, K. Fuchs, L. Mastin, S. Gressersen, N. Pavoni, O. Stephansson y C. Ljunggren (1992), Regional patterns of tectonic stress in Europe, *Journal of Geophysical Research*, 97, 11783-11803.
- Müller, W., D. Aerden y A. N. Halliday (2000), Isotopic dating of strain fringe increments: Duration and rates of deformation in shear zones, *Science*, 288, 2195-2198.
- Muñoz, D., A. Cisternas, A. Udías, J. Mezcua, C. Sanz de Galdeano, J. Morales, M. Sánchez-Venero, H. Haessler, J. Ibáñez y E. Buforn (2002), Microseismicity and tectonics in the Granada Basin (Spain), *Tectonophysics*, 356, 233-252.
- Nafe, J. E. y C. L. Drake (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.

- Nelson, K. D., W. J. Zhao, L. D. Brown, J. Kuo, J. K. Che, X. W. Liu, S. L. Klemperer, Y. Makovsky, R. Meissner, J. Mechie, R. Kind, F. Wenzel, J. Ni, J. Nabelek, L. S. Chen, H. D. Tan, W. B. Wei, A. G. Jones, J. Booker, M. Unsworth, W. S. F. Kidd, M. Hauck, D. Alsdorf, A. Ross, M. Cogan, C. D. Wu, E. Sandvol y M. Edwards (1996), Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results, *Science*, 274, 1684-1688.
- Nocquet, J. M. y E. Calais (2004), Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 661-681.
- Nur, A. y J. Walder (1990), Time-dependent hydraulics of the Earth's crust, en *The role of fluids in crustal processes*, editado por E. Committee on Geosciences and Resources, National Academy Press
- Nyblade, A. A., I. S. Suleiman, F. R. Roy, B. Pursell, A. S. Suleiman, D. I. Doser y G. R. Keller (1996), Terrestrial heat flow in the Sirt Basin, Lybia, and the pattern of the heat flow across northern Africa, *Journal of Geophysical Research*, 101, 17737-17746.
- Ott D'Estevou, P. y C. Montenat (1985), Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonian a l'Holocene, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 300, 363-368.
- Parsons, B. y J. G. Sclater (1977), Analysis of variation of ocean-floor bathymetry and heat-flow with age, *Journal of Geophysical Research*, 82, 803-827.
- Pasquale, V., M. Verdoya y P. Chiozzi (1996), Heat flux and timing of the drifting stage in the Ligurian-Provencal basin (northwestern Mediterranean), *Journal of Geodynamics*, 21, 205-222.
- Patiño Douce, A. E., E. D. Humphreys y A. D. Johnston (1990), Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America, *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 290-315.
- Pérez Belzuz, F., B. Alonso y G. Ercilla (1997), History of mud diapirism and triggering mechanisms in the western Alboran Sea, *Tectonophysics*, 282, 399-423.
- Piomallo, C. y A. Morelli (1997), Imaging the Mediterranean upper mantle by P-wave travel time tomography, *Annali di Geofisica*, 9, 963-979.
- Piomallo, C. y A. Morelli (2003), P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2065, doi:2010.1029/2002JB001757.
- Platt, J. P. y P. C. England (1994), Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences, *American Journal of Science*, 294, 307-336.
- Platt, J. P. y R. L. M. Vissers (1989), Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc, *Geology*, 17, 540-543.
- Platt, J. P., J. I. Soto, M. J. Whitehouse, A. J. Hurford y S. P. Kelley (1998), Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, 17, 671-689.
- Platt, J. P., S. Allerton, A. Kirker, C. Mandeville, A. Mayfield, E. S. Platzman y A. Rimi (2003), The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc, *Tectonics*, 22, 1017-1046.
- Platt, J. P., R. Anczkiewicz, J. I. Soto, S. P. Kelley y M. F. Thirlwall (2006), Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean, *Geology*, 34, 81-984.
- Platzman, E. S., J. P. Platt y P. Olivier (1993), Paleomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco, *Journal of the Geological Society of London*, 150, 707-718.
- Plumb, R. A. y S. H. Hickman (1985), Stress-induced borehole elongation: a comparison between the four-arm dipmeter and the borehole televiewer in the Auburn geothermal well, *Journal of Geophysical Research*, 90, 5513-5521.
- Poirier, J. P. y M. A. Taher (1980), Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa and Spain from arabic documents (VIIth-XVIIIth century), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70, 2185-2201.
- Pollack, H. N. y D. S. Chapman (1977), On the regional variation of heat flow, geotherms and lithosphere thickness, *Tectonophysics*, 38, 279-396.
- Pollack, H. N., S. J. Hurter y J. R. Johnson (1993), Heat-flow from the Earth's interior - Analysis of the global data set, *Reviews of Geophysics*, 31, 267-280.
- Pollard, D. D. y P. Segall (1987), Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, en *Fracture Mechanics of Rock* editado por B. K. Atkinson, Academic Press, London.
- Polyak, B. G., M. Fernández, M. D. Khutorskoy, J. I. Soto, I. A. Basov, M. C. Comas, V. Y. Khain, B. Alonso, G. V. Agapova, I. S. Mazurava, A. Negredo, V. O. Tochitsky, J. de la Linde, N. A. Bogdanov y E. Banda (1996), Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean, *Tectonophysics*, 263, 191-218.
- Posadas, A. M., F. Vidal, J. Morales, J. A. Peña, J. Ibañez y F. Luzón (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, 159-168.
- Posadas, A., J. Morales, F. Vidal, O. Sotolongo-Costa y J. C. Antoranz (2002), Continuous time random walks and south Spain seismic series, *Journal of Seismology*, 6, 61-67.

- Pous, J., P. Queralt, J. J. Ledo y E. Roca (1999), A high electrical conductive zone at lower crustal depth beneath the Betic Chain (Spain), *Earth and Planetary Science Letters*, 167, 35-45.
- Puga, E., J. M. Nieto y A. Díaz de Federico (2000), Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic ophiolitic association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain, *Canadian Mineralogist*, 38, 1137-1161.
- Puga, E., A. D. De Federico y J. M. Nieto (2002), Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review, *Geodinamica Acta*, 15, 23-43.
- Raffi, I., J. Backman, D. Rio y N. J. Shackleton (1993), Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen-isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677, *Paleoceanography*, 8, 387-408.
- Ranalli, G. (1995), *Rheology of the Earth*, Chapman & Hall, New York.
- Ranalli, G. (1997), Rheology of the lithosphere in space and time, en *Orogeny Through Time*, editado por J. P. Burg y M. Ford, pp. 19-37, Geological Society of London Special Publications, London.
- Ranalli, G. (2000), Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation, *Journal of Geodynamics*, 30, 3-15.
- Ranalli, G. y D. C. Murphy (1987), Rheological stratification of the lithosphere, *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- Rebai, S., H. Philip y A. Taboada (1992), Modern tectonic stress field in the Mediterranean Region - Evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophysical Journal International*, 110, 106-140.
- Regenauer-Lieb, K., R. F. Weinberg y G. Rosenbaum (2006), The effect of energy feedbacks on continental strength, *Nature*, 442, 67-70.
- Reicherter, K. R. y G. Peters (2005), Neotectonic evolution of the central Betic Cordilleras (southern Spain), *Tectonophysics*, 405, 191-212.
- Reicherter, K. R., A. Jabaloy, J. Galindo-Zaldívar, P. Ruano, P. Becker-Heidmann, J. Morales, S. Reiss y F. Gonzalez-Lodeiro (2003), Repeated palaeoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake, *International Journal of Earth Sciences*, 92, 912-922.
- Reilly, W. I., G. Fredrich, G. W. Hein, H. Landau, J. L. Almazán y J. L. Caturla (1992), Geodetic determination of crustal deformation across the Strait of Gibraltar, *Geophysical Journal International*, 111, 391-398.
- Reinecker, J., M. Tingay y B. Müll (2003), *Borehole breakout analysis from four-arm caliper logs*, World Stress Map Project.
- Richter, C. F. (1958), *Elementary seismology*, 768 pp., Freeman, San Francisco.
- 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, *International Journal of Earth Sciences*, 88, 458-466.
- Rimi, A. (2000), Evidence of recent warming in the North of Morocco from disturbed geothermal gradients, *Geodinamica Acta*, 13, 19-27
- Rimi, A. y F. Lucazeau (1987), Heat flow density measurements in northern Morocco, *Journal of African Earth Sciences*, 6, 835-843.
- Rimi, A., A. Chalouan y L. Bahi (1998), Heat flow in the westernmost part of the Alpine Mediterranean system (the Rif, Morocco), *Tectonophysics*, 285, 135-146.
- Rivers, M. L. y I. S. E. Carmichael (1987), Ultrasonic studies of silicate melts, *Journal of Geophysical Research*, 92, 9247-9270.
- Rodríguez-Fernández, J. y C. Sanz de Galdeano (2006), Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain), *Basin Research*, 18, 85-102.
- Rodríguez-Fernández, J., M. C. Comas, J. Soria, J. A. Martín-Pérez y J. I. Soto (1999), The sedimentary record of the Alboran Basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis, en *Proc. ODP, Sci. Results*, editado por R. Zhan, M. C. Comas y A. Klaus, pp. 69-75, College Station, Texas.
- Roest, W. R. y S. P. Srivastava (1991), Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, 19, 613-616.
- Rosenbaum, G., G. S. Lister y C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, 117-129.
- Rosenberg, C. L. y M. R. Handy (2005), Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust, *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 19-28.
- Roy, M. y L. H. Royden (2000), Crustal rheology and faulting at strike-slip plate boundaries: 1. An analytic model, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5583-5597.
- Royden, L. H. (1993), Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision, *Tectonics*, 12, 629-638.
- Royden, L. H. (1996), Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust, *Journal of Geophysical Research*, 101, 17,679-617,705.
- Ruano, P., J. Galindo-Zaldívar y A. Jabaloy (2004), Recent tectonic structures in a transect of the Central Betic Cordillera, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 541-563.

- Rudnick, R. L. y D. M. Fountain (1995), Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Reviews of Geophysics*, 33, 267-309.
- Ruppel, C. (1995), Extensional processes in continental lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 100, 24.187-24.215.
- Rutter, E. H., R. H. Maddock, S. H. Hall y S. H. White (1986), Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges, *Pure and Applied Geophysics*, 124, 3-30.
- Rutter E. H. y D. H. K. Neumann (1995), Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions with implications for the extraction of granitic magmas, *Journal of Geophysical Research*, 100, 15.697-15.715
- Sabat, F., E. Roca, J. A. Muñoz, J. Verges, P. Santanach, M. Sans, E. Masana, A. Estevez y C. Santisteban (1995), Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 431-448.
- Saccorotti, G., E. Carmona, J. M. Ibáñez y E. Del Pezzo (2002), Spatial characterization of Agron, southern Spain, 1988-1989 seismic series, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129, 13-29.
- Saji, R. y A. Chalouan (1995), Le Bassin pliocène intramontagneux de Tirinense et son mode d'ouverture (Rif interne, Maroc), *Geogaceta*, 17, 110-112.
- Sánchez-Gómez, M. y F. Torcal-Medina (2002), Recent tectonic activity on the south margin of the Guadalquivir basin, between Cabra and Quesada towns (provinces of Jaén and Córdoba, Spain), in *I Centenario del Observatorio de Cartuja*, edited, Granada (Spain).
- Sánchez-Gómez, M., J. M. Azañón, V. García-Dueñas y J. I. Soto (1999), Correlation between the metamorphic rocks recovered from Site 976 and the Alpujarride rocks of the western Betics, en *Proc. ODP, Sci. Results*, editado por Z. Klaus, M. C. Comas y A. Klaus, pp. 307-318, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Sandiford, M. y S. McLaren (2005), Thermo-mechanical controls on heat production distributions and the long-term evolution of the continents, en *Evolution and differentiation of the continental crust*, editado por M. Brown y T. Rushmer, pp. 67-91, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sandwell, D. T. y W. H. F. Smith (1997), Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 102, 10039-10054.
- Sanz de Galdeano, C. (1983), Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas, *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990), Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the Present, *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1997), *La Zona Bético-Rifeña*, Universidad de Granada, Granada.
- Sanz de Galdeano, C. y A. C. López-Garrido (1999), Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain), *Geomorphology*, 30, 259-272.
- Sanz de Galdeano, C., C. López Casado, J. Delgado y M. A. Peinado (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., J. A. Peláez Montilla y C. López-Casado (2003), Seismic potential of the main active faults in the Granada Basin (southern Spain), *Pure and Applied Geophysics*, 160, 1537-1556.
- Sautkin, A., A. R. Talukder, M. C. Comas, J. I. Soto y A. Alekseev (2003), Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological and geophysical data, *Marine Geology*, 195, 237-261.
- Schmitz, M., W. D. Heinsohn y F. R. Schilling (1997), Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23° S), *Tectonophysics*, 270, 313-326.
- Scholz, C. H. (1990), *The mechanics of earthquakes and faulting*, 439 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- Scholz, C. H. (2000), Evidence for a strong San Andreas fault, *Geology*, 28, 163-166.
- Sclater, J. G., C. Jaupart y D. Galson (1980), The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18, 269-311.
- Seber, D., M. Barazangi, A. Ibenbrahim y A. Demnati (1996a), Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betics mountains, *Nature*, 379, 785-790.
- Seber, D., M. Barazangi, B. A. Tadili, M. Ramdani, A. Ibenbrahim y D. B. Sari (1996b), Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco, *Journal of Geophysical Research*, 101, 3125-3138.
- Sella, G. F., T. H. Dixon y A. Mao (2002), REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, 107, 2081, doi: 2010.1029/2000JB000033.
- Selverstone, J. (2005), Are the Alps collapsing?, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 113-132.
- Serrano, I. (1999), Distribución espacial de la sismicidad en las Cordilleras Béticas-Mar de Alborán, Tesis Doctoral, 231 pp, Universidad de Granada, Granada.
- Serrano, I., J. Morales, D. Zhao, F. Torcal y F. Vidal (1998), P-wave tomographic images in the Central Betics-Alboran Sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for continental collision, *Geophysical Research Letters*, 25, 4031-4034.
- Serrano, I., D. P. Zhao y J. Morales (2002), 3-D crustal structure of the extensional Granada Basin in the

- convergent boundary between the Eurasian and African plates, *Tectonophysics*, 344, 61-79.
- Serrano, I., T. M. Hearn, J. Morales y F. Torcal (2005), Seismic anisotropy and velocity structure beneath the southern half of the Iberian Peninsula, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 317-330.
- Shackleton, N. J., y N. D. Opdyke (1973), Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale, *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shamir, G. y M. D. Zoback (1992), Stress orientation profile to 3.5 km depth near the San Andreas Fault at Cajon Pass, California, *Journal of Geophysical Research*, 97, 5059-5080.
- Shimada, M. (1993), Lithosphere strength inferred from fracture strength of rocks at high confining pressures and temperatures, *Tectonophysics*, 217, 55-64.
- Sibson, R. H. (1974), Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults, *Nature*, 249, 542-544.
- 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, 151-163.
- Sibson, R. H. (1983), Continental fault structure and the shallow earthquake source, *Journal of the Geological Society*, 140, 741-767.
- Sierro, F. J., J. A. González Delgado, C. J. Dabrio, C. J. Flores y J. Civis (1996), Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain), en *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, editado por P. F. Friend y C. J. Dabrio, pp. 339-345, Cambridge University Press.
- Silva, P. G., J. L. Goy, C. Zazo y T. Bardaji (2003), Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity, *Geomorphology*, 50, 203-225.
- Somoza, L., C. Zazo, T. Bardaji, J. L. Goy y C. J. Dabrio (1987), Recent Quaternary sea levels changes and tectonic movements in SE Spain coast, en *Cambios del nivel del mar en España en el Cuaternario reciente*, editado por C. Zazo, pp. 49-77, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Sonder, L. J. (1990), Effects of density contrasts on the orientation of stresses in the lithosphere: Relation to principal stress directions in the Transverse ranges, California, *Tectonics*, 9, 761-771.
- Soto, J. I. y F. J. Manzano (2002), Geometría y cinemática de fallas recientes en el margen septentrional del Mar de Alborán (Sector de Maro, Provincia de Málaga), *Geogaceta*, 31, 139-142.
- Soto, J. I. y J. P. Platt (1999), Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea Basin, western Mediterranean, *Journal of Petrology*, 40, 21-60.
- Soto, J. I., M. C. Comas y J. de la Linde (1996), Espesor de sedimentos en la Cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida, *Geogaceta*, 382-385.
- Soto, J. I., J. P. Platt, M. Sánchez-Gómez y J. M. Azañón (1999), P-T evolution of the metamorphic basement of the Alboran Sea (Site 976) based on thermobarometry and structural observations, en *Proc. ODP, Sci. Results*, editado por R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus, pp. 263-279, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Soto, J. I., M. C. Comas y A. R. Talukder (2003), Evolution of the mud diapirism in the Alboran Sea (western Mediterranean), presentado en AAPG International Conference & Exhibition, Barcelona, Spain.
- Spakman, W. y M. J. R. Wortel (2004), A tomographic view on western Mediterranean geodynamics, en *The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle*, editado por W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli y P. Ziegler, pp. 31-52, Springer, Berlin Heidelberg.
- Spakman, W., S. Van der Lee y R. Van der Hilst (1993), Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79, 3-74.
- Spear, F. S. (1993), *Metamorphic phase equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, 799 pp., Mineralogical Society of America, Monograph Series, Washington, D.C.
- Spear, F. S., M. J. Kohn y J. T. Cheney (1999), P-T paths from anatectic pelites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17-32.
- Sperner, B., B. Müller, O. Heidbach, D. Delvaux, J. Reinecker y K. Fuchs (2003), Tectonic stress in the Earth's crust: Advances in the World Stress Map Project, en *New insights into structural interpretation and modelling*, editado por D. Nieuwland, pp. 101-116, Geological Society of London Special Publications, London.
- Srivastava, K. (2005), Modelling the variability of heat flow due to the random thermal conductivity of the crust, *Geophysical Journal International*, 160, 776-782.
- Srivastava, K. y R. N. Singh (1998), A model for temperature variations in sedimentary basins due to random radiogenic heat sources, *Geophysical Journal International*, 135, 727-730.
- Srivastava, S. P., W. R. Roest, L. C. Kovacs, G. Oakey, S. Levesque, J. Verhoef y R. Macnab (1990), Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin, *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Stearns, C. E. y D. L. Thurber (1965), Th230-U234 dates of the late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Morocco, *Quaternaria*, 7, 29-42.

- Stein, C. A., S. Cloetingh y R. Wortel (1989), Seasat-derived gravity constrains on stress and deformation in the Northeastern Indian Ocean, *Geophysical Research Letters*, 16, 823-826.
- Stein, S. y J. T. Freymueller (2002), *Plate boundary zones*, 425 pp., American Geophysical Union.
- Stich, D., G. Alguacil y J. Morales (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., C. J. Ammon y J. Morales (2003a), Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., J. Batlló, J. Morales, R. Macià y S. Dineva (2003b), Source parameters of the  $M_w=6.1$ , 1910 Adra earthquake (southern Spain), *Geophysical Journal International*, 155, 539-546.
- Stich, D., F. L. Mancilla, D. Baumont y J. Morales (2005), Source analysis of the  $M_w$  6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions, *Journal of Geophysical Research*, 110, B06306, doi:10.1029/2004JB003366.
- Stich, D., E. Serpelloni, F. D. Mancilla y J. Morales (2006), Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, 426, 295-317.
- Stokes, M. y A. E. Mather (2003), Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Rio Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain, *Geomorphology*, 50, 59-81.
- Tadili, B., M. Ramdani, D. Ben Sari, K. Cahpochnikov y A. Bellot (1986), Structure de la croûte dans le nord du Maroc, *Annales Geophysicae*, 4, 99-104.
- Talukder, M. A. R. (2003), La Provincia Diapírica de lodo en la Cuenca Oeste del Mar de Alborán: Estructuras, génesis y evolución, Tesis Doctoral, 251 pp, Universidad de Granada, Granada.
- Talukder, A. R., M. Comas y J. I. Soto (2003), Pliocene to Recent mud diapirism and related mud volcanoes in the Alboran Sea (western Mediterranean), en *Mobilisation of subsurface sediments*, editado por A. Maltman, P. V. Rensbergen, C. Morley y J. Cartwright., Geological Society of London Special Publication, London.
- Teixell, A., P. Ayarza, H. Zeyen, M. Fernández y M. L. Arboleya (2005), Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco, *Terra Nova*, 17, 456-461.
- Torcal-Medina, F. y A. Posadas-Chinchilla (1999), Simulating a seismic series using geostatistical and stochastic methods. Application to the seismic series in the Alboran Sea (June 24, 1997-?), *Geophysical Journal International*, 139, 726-742.
- Torne, M. y E. Banda (1992), Crustal thinning from the Betic cordillera to the Alboran Sea, *Geo-Marine Letters*, 12, 76-81.
- Torne, M., E. Banda, V. García-Dueñas y J. C. Balançá (1992), Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda Peridotites, Betic-Rifean orogenic belt), *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 163-171.
- Torne, M., M. Fernández, M. C. Comas y J. I. Soto (2000), Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance, *Journal of Geophysical Research*, 105, 3209-3228.
- Townend, J. y M. D. Zoback (2000), How faulting keeps the crust strong, *Geology*, 28, 399-402.
- Tsenn, M. C. y N. L. Carter (1987), Upper limits of power law creep of rocks, *Tectonophysics*, 136, 1-26.
- Tubía, J. M. y J. L. Gil Ibarguchi (1991), Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujárride complex (Betic Cordilleras, southern Spain), *Journal of the Geological Society of London*, 148, 801-805.
- Turcotte, D. L. y G. Schubert (2002), *Geodynamics*, 2ª ed., Cambridge University Press.
- Turner, F. J. (1953), Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of 3 marbles, *American Journal of Science*, 251, 276-298.
- Turner, S. P., J. P. Platt, R. M. M. George, S. P. Kelley, D. G. Pearson y G. M. Nowell (1999), Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain, *Journal of Petrology*, 40, 1011-1036.
- Udías, A. y D. Muñoz (1979), The Andalusian earthquake of 25 December 1884, *Tectonophysics*, 53, 291-299.
- Udías, A. y E. Buforn (1991), Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes, *Pure and Applied Geophysics*, 136, 433-448.
- Udías, A., D. Muñoz, E. Buforn, C. Sanz de Galdeano, C. d. Fresno y I. Rodríguez (2005), Reevaluation of the earthquakes of 10 March and 19 May 1951 in southern Spain, *Journal of Seismology*, 9, 99-110.
- Van der Wal, D. y R. L. M. Vissers (1993), Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean, *Geology*, 21, 1119-1122.
- Vasseur, G., F. Lucazeau y R. Bayer (1985), The problem of heat flow density determination from inaccurate data, *Tectonophysics*, 121, 25-34.
- Vera, J. A. (1983), Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, en *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos*, editado por I.G.M.E., pp. 218-251, I.G.M.E., Madrid.
- Vera, J. A. (2000), El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 345-373.

- Vidal, F. (1986), Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán, Doctoral tesis, 480 pp, Universidad de Granada, Granada.
- Vidal, N., J. Gallart y J. J. Dañobeitia (1998), A deep seismic crustal transect from the NE Iberian Peninsula to the western Mediterranean, *Journal of Geophysical Research*, 103, 12,381-312,396.
- Vielzeuf, D. y J. R. Holloway (1988), Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 257-276.
- Vilotte, J. P., M. Daignieres, R. Madariaga y O. C. Zienkiewicz (1984), The role of a heterogeneous inclusion during continental collision, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 36, 236-259.
- Vitarello, I. y H. N. Pollack (1980), On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of the continents, *Journal of Geophysical Research*, 85, 983-995.
- Walcott, R. I. (1972), Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge, *Geological Society of American Bulletin*, 83, 1845-1848.
- Waldhauser, F. y W. L. Ellsworth (2000), A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1353-1368.
- Waples, D. W. (2002), A new model for the heat flow in extensional basins: estimating radiogenic heat production, *Natural Resources Research*, 11, 125-133.
- Ward, S. N. (1998), On the consistency of earthquake moment release and space geodetic strain rates: Europe, *Geophysical Journal International*, 135, 1011-1018.
- Watts, A. B. (2001), *Isostasy and flexure of the lithosphere*, Cambridge University Press.
- Watts, A. B., J. P. Platt y P. Bulh (1993), Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin, *Basin Research*, 5, 153-177.
- Weertman, J. (1978), Creep laws for the mantle of the Earth, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 288, 9-26.
- 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.
- Weijermars, R. (1987), The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain, *Journal of Structural Geology*, 9, 139-158.
- Wenk, H. R. (1985), *Preferred orientations in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*, Academic, San Diego, California.
- Wildi, W., M. Nold y J. Uttinger (1977), La Dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 72, 371-415.
- Willingshofer, E. y S. Cloetingh (2003), Present-day lithospheric strength of the eastern Alps and its relationship to neotectonics, *Tectonics*, 22.
- Wilson, C. K., C. H. Jones, P. Molnar, A. F. Sheehan y O. S. Boyd (2004), Distributed deformation in the lower crust and upper mantle beneath a continental strike-slip fault zone: Marlborough fault system, South Island, New Zealand, *Geology*, 32, 837-840.
- Yegorova, T. P., V. I. Starostenko, V. G. Kozlenko y N. I. Pavlenkova (1997), Three-dimensional gravity modelling of the European Mediterranean lithosphere, *Geophysical Journal International*, 129, 355-367.
- Yelles, K., K. Lammali, A. Mahsas, E. Calais y P. Briole (2004), Coseismic deformation of the May 21st, 2003,  $M_w = 6.8$  Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 31, L13610, doi:13610.11029/12004GL019884.
- Zappone, A., M. Fernández, V. García-Dueñas y L. Burlini (2000), Laboratory measurements of seismic P-wave velocities on rocks from the Betic Chain (southern Iberian Peninsula), *Tectonophysics*, 317, 259-272.
- Zazo, C. (1999), Interglacial sea levels, *Quaternary International*, 55, 101-113.
- Zazo, C., P. G. Silva, J. L. Goy, C. Hillaire-Marcel, B. Ghaleb, J. Lario, T. Bardají y A. González (1999), Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the last interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain), *Tectonophysics*, 301, 95-109.
- Zazo, C., J. L. Goy, C. J. Dabrio, T. Bardaji, C. Hillaire-Marcel, B. Ghaleb, J. A. Gonzalez-Delgado y V. Soler (2003), Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes, *Marine Geology*, 194, 103-133.
- Zeck, H. P. (1997), Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc: centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile, *Tectonophysics*, 281, 195-207.
- Zeck, H. P. (1999), Alpine plate kinematics in the western Mediterranean: a westward-directed subduction regime followed by slab roll-back and slab detachment, en *The Mediterranean Basins: Tertiary Extensions within the Alpine Orogen*, editado por B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath y M. Séranne, pp. 109-120, Geological Society of London Special Publications, London.
- Zeck, H. P., P. Monie y I. M. Villa (1992), Very high-rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain - Reply, *Geology*, 20, 1053-1054.
- Zeck, H. P., A. B. Kristensen y I. S. Williams (1998), Post-collisional volcanism in a sinking slab setting - crustal anatexis origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alborán volcanic province, southeastern Spain, *Lithos*, 45, 499-522.

- Zeyen, H. y M. Fernández (1994), Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis; application to the NE Spanish geotranssect, *Journal of Geophysical Research*, *99*, 18.089-18.102.
- Zeyen, H., P. Ayarza, M. Fernández y A. Rimi (2005), Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz, *Tectonics*, *24*.
- Zhang, Q. A., W. Y. Zhu y Y. Q. Xiong (1999), Global plate motion models incorporating the velocity field of ITRF96, *Geophysical Research Letters*, *26*, 2813-2816.
- Zhou, S. (1996), A revised estimation of the steady-state geotherm for the continental lithosphere and its implication for mantle melting, *Terra Nova*, *8*, 514-524.
- Zhou, S. y M. Sandiford (1992), On the stability of isostatically compensated mountain belts, *Journal of Geophysical Research*, *97*, 14.207-14.221.
- Ziegler, P. y P. Dèzes (2004), Crustal configuration of western and central Europe, en *European lithosphere dynamics*, editado por D. Gee y R. Stephenson, Geological Society of London Memoir, London.
- Zizi, M. (2002), Triassic-Jurassic extensional systems and their Neogene reactivation in northern Morocco: the rides prerifaines and Guercif basin, in *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, vol. 416, pp. 138, Rabat.
- Zoback, M. D. y A. H. Lachenbruch (1992), Introduction to Special Section on the Cajon Pass Scientific Drilling Project, *Journal of Geophysical Research*, *97*, 4991-4994.
- Zoback, M. D. y J. Townend (2001), Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere, *Tectonophysics*, *336*, 19-30.
- Zoback, M. D. y M. L. Zoback (1989), Regional tectonic stress field of the continental U.S.: Geophysical framework of the continental U.S., en *Geological Society of America Memoir*, editado por L. Pakiser y W. D. Mooney, pp. 523-539, Geological Society of America Memoir.
- Zoback, M. D. y M. L. Zoback (1991), Tectonic stress field of North America and relative plate motions, en *Neotectonics of North America*, editado por D. B. Slemmons, E. R. Engdahl, M. D. Zoback y D. D. Blackwell, pp. 339-366, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Zoback, M. D., D. Moos, L. Mastin y R. N. Anderson (1985), Well bore breakouts and in situ stress, *Journal of Geophysical Research*, *90*, 5523-5530.
- Zoback, M. D., M. L. Zoback, V. S. Mount, J. Suppe, J. P. Eaton, J. H. Healy, D. H. Oppenheimer, R. P.A., L. M. Jones, C. B. Raleigh, I. G. Wong, O. Scotti y C. M. Wentworth (1987), New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system, *Science*, *238*, 1105-1111.
- Zoback, M. D., J. Townend y B. Grollimund (2002), Steady-state failure equilibrium and deformation of intraplate lithosphere, *International Geology Review*, *44*, 383-401.
- Zoback, M. D., C. A. Barton, M. Brudy, D. A. Castillo, T. Finkbeiner, B. R. Grollimund, D. B. Moos, P. Peska, C. D. Ward y D. J. Wiprut (2003), Determination of stress orientation and magnitude in deep wells, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *40*, 1049-1076.
- Zoback, M. L. (1992), First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project, *Journal of Geophysical Research*, *90*, 11703-11728.
- Zoback, M. L. y W. D. Mooney (2003), Lithospheric buoyancy and continental intraplate stresses, *International Geology Review*, *45*, 95-118.
- Zoback, M. L. y M. D. Zoback (1980), State of stress in the conterminous United-States, *Journal of Geophysical Research*, *85*, 6113-6156.
- Zoback, M. L. M. D. Zoback, J. Adams, M. Assumpcao, S. Bell, E. A. Bergman, P. Blumling, N. R. Brereton, D. Denham, J. Ding, K. Fuchs, N. Gay, S. Gregersen, H.K. Gupta, A. Gvishiani, K. Jacob, R. Klein, P. Knoll, M. Magee, J. L. Mercier, B. C. Muller, C. Paquin, K. Rajendran, O. Stephansson, G. Suárez, M. Suter, A. Udías, Z. H. Xu, and M. Zhizhin (1989), Global patterns of intraplate stresses: a status report on the World Stress Map Project of the International Lithosphere Program, *Nature*, *341*, 291-298.
- Zouhri, L. (2002), The aquifer of the Mamora Basin, Morocco: geometry and groundwater flow, *Journal of African Earth Sciences*, *32*, 837-850.
- Zouhri, L. (2004), Structural evolution of the southern Rif Cordillera (Morocco): tectonics and synsedimentary fault processes, *Geological Journal*, *39*, 81-93.

# APÉNDICE A

---

## UNIDADES

$A$	producción radiogénica de calor	$\mu\text{W m}^{-3}$
$A_d$	esfuerzo de Peierls	Pa
$B_d$	velocidad de deformación de referencia	$\text{s}^{-1}$
$C$	resistencia cohesiva	Pa
$E$	elevación	m
$GR$	rayos gamma	API
$H$	producción de calor por unidad de masa	$\text{W kg}^{-1}$
$H_c$	espesor de corteza	m
$h_r$	espesor capa radiogénica	m
$k$	conductividad térmica	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
$M_d$	magnitud duración	
$M_w$	magnitud momento	
$P$	presión	Pa
$Q^*$	energía de activación	$\text{kJ mol}^{-1}$
$q_0$	flujo de calor superficial	$\text{mW m}^{-2}$
$S_{Hmax}$	esfuerzo horizontal máximo	
$S_{Hmin}$	esfuerzo horizontal mínimo	
$T$	temperatura	$^{\circ}\text{C}$
$T_s$	espesor de la capa sismogénica	m
$V_d$	volumen de activación	$\text{m}^3 \text{mol}^{-1}$
$V_p$	velocidad de ondas-p	$\text{km s}^{-1}$
$V_s$	velocidad de ondas-s	$\text{km s}^{-1}$
$X_L$	tasa de fusión parcial	%
$YSE$	resistencia total	$\text{Pa m}^{-1}$
$z$	profundidad	m

$\alpha$	coef. de expansión térmica	$K^{-1}$
$\beta$	coef. compresibilidad volumétrica	$MPa^{-1}$
$\epsilon$	velocidad de deformación	$s^{-1}$
$\epsilon_0$	constante de flujo dúctil	$Pa\ s^{-1}$
$\eta$	viscosidad	$Pa\ s^{-1}$
$\lambda$	presión de fluidos	
$\mu$	coef. resistencia a la fricción	$Pa$
$\rho$	densidad	$kg\ m^{-3}$
$\sigma$	esfuerzo	$Pa$

**Constantes**

$g$	aceleración de la gravedad	$9,81\ m\ s^{-2}$
$H_R$	prof. colum. ast. libre de carga	$-2400\ m$
$R$	constante universal de los gases	$0,083\ atm\ l\ K^{-1}\ mol^{-1}$

# APÉNDICE B

## DATOS SIMOLÓGICOS

**Tabla B-1.** Resumen de los principales terremotos históricos del Arco de Gibraltar.

Año	Magnitud	I max	Longitud	Latitud	Zona
343 a.C.					SE España
237 a.C.					SE España
565			4,0° O	38,0° N	Andalucía
880	5,7 *	VIII			Córdoba
944		VII			Córdoba
955	5,7 *	VIII			Córdoba
957					Córdoba
971					Córdoba
973					Córdoba
974					Córdoba
1013-1014					Andalucía oriental
1024		X *			Sur de España
1048-1049		VIII-IX *			Murcia
1079-1080		IX-X *			Sur de España
1169	6,8 *	X *			Andújar (Jaén)
1221		VIII-IX *			Andújar (Jaén)
1356		X *			Sur de España
1357	5,9 *	VIII-IX*			Sur de España
1406	5,9 *	VIII-IX*	1,9° O	37,3° N	Vera (Almería)
1431	6,8 *	X*	3,6° O	37,2° N	Sur de España
1431	6,5 *	IX-X*			Atarfe (Granada)
1464	6,5 *	IX-X*			Sevilla
1466		VIII*			Carmona (Sevilla)
1487		IX*	2,5° O	36,9° N	Almería

**Tabla B-1 (continuación).** Resumen de los principales terremotos históricos del Arco de Gibraltar.

Año	Magnitud	I max	Longitud	Latitud	Zona
1494	6,5 *	IX-X*	4,4° O	36,7° N	Málaga
1504	6,2 *	IX	5,6° O	37,4° N	Carmona (Sevilla)
1518		IX	1,9° O	37,2° N	Vera (Almería)
1522	6,8 *	X	2,5° O	36,9° N	Almería
1523		VIII			Guardamar (Alicante)
1526		VII-VIII	3,6° O	37,2° N	Granada
1531	6,5 *	IX-X	2,8° O	37,5° N	Baza (Granada)
1550		VIII			Almería
1581		VII-VIII*	4,4° O	36,7° N	Málaga
1608		VII-VIII*			Sevilla
1624		VIII-IX	5,0° O	34,1° N	Fez (Marruecos)
1658		VIII	2,5° O	36,9° N	Almería
1668		VII-VIII*	3,8° O	37,7° N	Alcalá Real (Jaén)
1674		IX*			Lorca (Murcia)
1680	6,2 *	IX	4,4° O	36,7° N	Málaga
1755		X			Meknes (Marruecos)
1767		VII-VIII *	4,4° O	36,7° N	Málaga
1790	7,5		0,4° O	36,1° N	Orán (Argelia)
1792		VII-VIII *	3,0° O	35,3° N	Melilla
1804		VIII	3,5° O	36,7° N	Motril (Granada)
1804	6,2 *	IX	2,8° O	36,8° N	Dalias (Almería)
1806	5,9 *	VIII-IX	3,7° O	37,2° N	Santa Fé (Granada)
1818		VII-VIII			Lorca (Murcia)
1821		VII-VIII *	3,0° O	36,5° N	Melilla
1884	6,8 *	X	4,0° O	36,9° N	Arenas del Rey (Granada)
1884		VII-VIII	4,0° O	36,9° N	Arenas del Rey (Granada)
1884		VIII			Torrox (Almería)
1885		VII-VIII	4,0° O	37,0° N	Alhama (Granada)
1886		VII-VIII	4,1° O	37,2° N	Loja (Granada)
1910	6,3	VIII	3,1° O	36,7° N	Adra (Almería)
1911	5,5	VIII	1,2° O	38,0° N	Cotillas (Murcia)
1919	5,2	VIII	0,9° O	38,1° N	Almoradí (Alicante)
1930	5,3	VIII	4,7° O	37,6° N	Montilla (Córdoba)
1932	4,7	VII	2,4° O	37,4° N	Lúcar (Almería)
1948	5,2	VIII	1,9° O	38,1° N	Cehégín (Murcia)
1951	5,0	VIII	3,8° O	38,1° N	Bailén (Jaén)
1951	5,5	VIII	3,9° O	37,6° N	Alcaudete (Jaén)
1954	7,4		3,6° O	37,0° N	Dúrcal (Granada)
1956	5,0	VIII	3,7° O	37,2° N	Albolote (Granada)

La Figura 3-1 muestra la localización aproximada de estos terremotos. Los datos han sido recopilados de Vidal (1986), Poirier y Taher (1980), Martínez-Solares y Mezcua Rodríguez (2002) y los catálogos públicos del IGN (Instituto Geográfico Nacional) y el IAG (Instituto Andaluz de Geofísica). (\*) Magnitudes e intensidades aproximadas.

**Tabla B-2.** Mecanismos focales recopilados para este estudio.

Num.	Fecha	Longitud	Latitud	Eje-P	Eje-B	Eje-T	Régimen	Z (km)	M <sub>w</sub>	Estación
#1	27/05/2000	-3,13	36,36	18/347	72/168	00/077	SS	16	3,6	FM-1
#2	07/08/1997	-3,24	36,45	08/344	69/233	20/077	SS	16	3,6	FM-1
#3	03/07/1997	-3,23	36,36	20/257	69/185	06/265	SS	10	4,0	FM-1
#4	02/07/1997	-3,24	36,35	21/356	63/220	17/093	SS	8	4,0	FM-1
#5	02/07/1997	-3,26	36,36	21/354	69/185	04/085	SS	10	4,4	FM-1
#6	02/07/1997	-3,24	36,37	26/354	63/188	06/087	SS	6	4,5	FM-1
#7	02/03/2004	-3,87	35,14	26/328	62/171	09/063	SS	12	4,4	FM-2
#8	27/02/2004	-3,99	35,13	20/324	68/164	07/056	SS	14	4,4	FM-2
#9	27/02/2004	-3,96	35,13	16/328	72/122	07/235	SS	12	4,3	FM-2
#10	27/02/2004	-3,92	35,18	19/334	71/141	04/242	SS	14	4,5	FM-2
#11	25/02/2004	-3,94	35,17	24/339	66/159	00/249	SS	10	4,0	FM-2
#12	24/02/2004	-3,91	35,07	32/321	49/186	24/066	SS	10	4,0	FM-2
#13	24/02/2004	-3,95	35,11	21/320	69/142	01/050	SS	16	4,0	FM-2
#14	24/02/2004	-4,08	35,17	38/343	51/156	04/250	SS	16	4,3	FM-3
#15	18/07/1999	-4,10	35,24	26/346	58/129	16/247	SS	10	3,9	FM-3
#16	26/02/2004	-4,06	35,19	17/330	72/138	03/239	SS	16	4,9	FM-3
#17	10/07/2004	-4,07	35,16	53/320	37/154	07/059	NF	6	3,7	FM-3
#18	20/10/1998	-3,78	34,84	67/328	22/133	05/225	NF	6	3,9	FM-4
#19	14/08/2004	-3,89	34,87	65/353	22/142	12/237	NF	6	3,8	FM-4
#20	20/06/2004	-3,88	34,94	61/231	29/153	05/060	NF	4	3,9	FM-4
#21	10/10/2004	-4,06	35,07	03/329	79/075	11/239	SS	22	4,0	FM-5
#22	06/04/2004	-4,11	35,05	28/331	31/223	46/094	U	6	4,2	FM-5
#23	01/04/2004	-4,10	35,09	17/343	51/095	34/242	SS	8	4,0	FM-5
#24	07/03/2004	-4,01	35,06	13/318	77/137	00/228	SS	22	5,0	FM-5
#25	24/02/2004	-4,08	35,05	21/330	66/122	10/236	SS	10	4,1	FM-5
#26	22/02/2003	-3,55	35,70	28/010	46/247	31/118	SS	4	3,7	FM-6
#27	21/02/2003	-3,62	35,69	27/010	51/138	26/266	SS	4	4,2	FM-6
#28	21/02/2003	-3,60	35,69	30/008	46/136	28/260	SS	2	3,8	FM-6
#29	19/02/2003	-3,49	35,73	22/018	43/080	39/269	SS	4	4,0	FM-6
#30	18/02/2003	-3,61	35,67	17/200	39/096	47/308	TS	2	3,9	FM-6
#31	28/11/2000	-3,72	35,63	50/163	34/019	18/276	NS	6	3,9	FM-6
#32	18/11/1998	-3,79	36,99	60/083	24/302	17/204	NF	8	4,1	FM-7
#33	10/09/2003	-3,79	37,11	58/186	09/291	30/026	NF	12	3,8	FM-7
#34	24/02/1997	-3,83	37,02	49/212	00/122	41/032	U	19	4,3	FM-7
#35	28/12/1996	-3,71	37,15	55/202	24/330	24/072	NF	12	3,9	FM-7
#36	24/06/1984	-3,70	37,12	71/231	5/336	18/068	NF	6	5,0	FM-7
#37	14/04/1998	-4,21	37,22	40/310	50/116	07/214	SS	12	3,5	FM-8
#38	13/04/1998	-4,26	37,22	37/301	50/098	12/202	SS	14	3,6	FM-8
#39	13/04/1998	-4,28	37,22	34/309	55/115	07/215	SS	14	3,6	FM-8
#40	24/06/2002	-3,79	37,73	02/321	16/051	74/223	TF	2	3,7	FM-9
#41	24/06/2002	-3,77	37,73	00/330	00/060	90/270	TF	2,5	3,4	FM-9
#42	06/08/2002	-1,83	37,90	57/346	27/127	18/227	NF	6	3,9	FM-10

**Tabla B-2 (continuación).** Mecanismos focales recopilados para este estudio.

Num.	Fecha	Longitud	Latitud	Eje-P	Eje-B	Eje-T	Régimen	Z (km)	M <sub>w</sub>	Estación
#43	07/08/2002	-1,84	37,87	48/359	31/132	25/238	U	6	4,0	FM-10
#44	07/08/2002	-1,82	37,85	50/009	18/123	34/225	NS	6	3,5	FM-10
#45	03/02/2005	-1,79	37,82	34/342	45/116	25/234	U	10	4,2	FM-10
#46	04/02/2005	-1,80	37,82	35/340	46/117	23/232	SS	6	3,9	FM-10
#47	22/03/2005	-2,98	34,93	29/305	36/191	40/063	U	6	4,4	FM-11
#48	09/12/2004	-3,08	34,97	26/314	63/153	08/048	SS	12	4,5	FM-11
#49	04/12/2004	-3,00	34,99	26/313	60/165	14/050	SS	12	5,1	FM-11
#50	02/12/2004	-2,96	34,95	30/307	47/178	27/055	U	8	4,9	FM-11
#51	15/02/2003	-3,83	35,58	23/345	65/192	10/172	SS	12	4,0	FM-12
#52	06/07/2002	-3,92	35,63	56/338	34/164	03/073	NF	18	4,2	FM-12
#53	27/06/2002	-4,03	35,63	48/343	41/170	03/077	NS	14	3,8	FM-12
#54	08/06/2001	-3,93	35,49	26/349	60/166	02/259	SS	8	4,0	FM-12
#55	05/10/1988	-3,86	35,51	26/355	58/213	17/094	SS	8	4,4	FM-12
#56	18/02/2003	-3,55	35,67	03/009	67/106	12/077	SS	4	4,8	FM-13
#57	13/08/2000	-3,55	35,95	40/357	46/145	16/253	SS	14	3,8	FM-14
#58	29/05/1999	-2,74	36,21	51/303	38/106	08/202	NS	6	3,9	FM-15
#59	27/02/2004	-3,92	35,18	19/334	71/131	04/242	SS	14	4,5	FM-16
#60	25/02/2004	-3,86	35,05	21/330	69/159	03/061	SS	10	5,2	FM-17
#61	20/03/2004	-4,15	35,00	34/334	53/182	14/073	SS	10	4,5	FM-18
#62	12/03/2004	-4,05	34,92	70/331	20/154	01/063	NF	6	4,9	FM-19
#63	24/02/2004	-4,00	35,14	25/329	65/148	01/239	SS	14	6,3	FM-20
#64	04/02/2002	-2,55	37,09	78/262	01/167	12/077	NF	10	4,7	FM-21
#65	06/04/1998	-1,79	37,01	11/335	55/081	33/237	SS	8	3,9	FM-22
#66	16/11/2003	-2,65	37,53	81/015	08/168	04/259	NF	8	4,1	FM-23
#67	25/07/2003	-5,56	36,90	06/305	05/035	83/165	TF	6	3,5	FM-24
#68	24/01/2003	-4,70	37,74	06/283	84/104	00/013	SS	12	4,2	FM-25
#69	30/06/2005	-1,57	36,68	15/327	18/062	66/201	TF	3	3,8	FM-26
#70	06/08/2002	-1,84	37,90	43/325	46/158	07/061	NS	8	5	FM-27
#71	29/01/2005	-1,78	37,88	23/359	62/142	15/263	SS	10	4,8	FM-28
#72	18/08/1994	-0,03	35,40	00/324	04/234	86/058	TF	4	5,7	FM-29
#73	12/03/1992	-2,53	35,27	23/131	67/303	03/040	SS	30	4,8	FM-30
#74	02/02/1999	-1,49	38,11	33/360	57/185	02/092	SS	6	4,8	FM-31
#75	14/08/1999	-1,69	38,18	30/187	55/041	16/287	SS	6	3,8	FM-32
#76	02/08/2000	-1,77	37,66	16/135	10/228	71/349	TF	4	3,7	FM-33
#77	13/07/1967	-0,43	35,89	11/329	26/064	61/217	TF	5	5,1	FM-34
#78	19/04/1981	-0,10	35,50	33/162	54/316	13/064	SS	16	4,2	FM-35
#79	15/09/2002	-5,27	37,16	17/026	29/285	05/142	TF	4	4,1	FM-36
#80	22/12/1999	-1,28	35,32	26/307	10/213	62/103	TF	8	5,7	FM-37
#81	04/08/1999	-5,17	35,57	80/179	01/083	10/353	NF	10	4,3	FM-38

Los datos aparecen representados en la Figura 4-8. La última columna corresponde con las estaciones representadas en la Figura 4-9.

# APÉNDICE C

---

## CRITERIOS DE CALIDAD DEL WSM

### CRITERIOS DE CALIDAD PARA “BREAKOUTS”

Para los datos de “breakouts”, la calidad de los datos depende fundamentalmente de la desviación típica. No obstante, el intervalo con “breakouts” debe alcanzar también una cierta longitud.

*Calidad A:* Diez o más zonas distintas con “breakouts” en un solo pozo y una longitud total de éstas superior a 300 m, con una desviación típica  $\leq 12^\circ$ . Valor promedio de “breakouts” en dos o más pozos geográficamente próximos, con una longitud total de “breakouts” superior a 300 m y una desviación típica  $\leq 12^\circ$ .

*Calidad B:* Al menos seis zonas distintas de “breakouts” en un solo pozo, con una longitud total superior a 100 m y una desviación típica  $\leq 20^\circ$ .

*Calidad C:* Al menos cuatro zonas diferentes de “breakouts” con una longitud total superior a 30 m y una desviación típica  $< 25^\circ$ .

*Calidad D:* Menos de cuatro zonas de “breakouts” orientadas de manera consistente o con una longitud total inferior a 30 m en un único pozo. “Breakouts” en un solo pozo con una desviación típica  $\geq 25^\circ$ .

*Calidad E:* Pozos en los que no se detectaron “breakouts” fiables. “Breakouts” con una elevada dispersión (desviación típica  $> 40^\circ$ )

### CRITERIOS DE CALIDAD PARA ENSAYOS DE FRACTURA HIDRÁULICA

*Calidad A:* Cuatro o más medidas de orientación de fracturas hidráulicas en un solo pozo, con una desviación típica  $\leq 12^\circ$  y a profundidades superiores a 300 m. Promedio de orientación de fracturas hidráulicas en dos o más pozos geográficamente próximos y con una desviación típica  $\leq 12^\circ$ .

*Calidad B:* Tres o más medidas de orientación de fracturas hidráulicas en un solo pozo con una desviación típica  $<20^\circ$ . Orientaciones de fracturas hidráulicas en un solo pozo con una desviación típica comprendida entre  $12^\circ$  y  $20^\circ$ .

*Calidad C:* Orientaciones de fracturas hidráulicas en un solo pozo con una desviación típica comprendida entre  $20^\circ$  y  $25^\circ$ , en el que la orientación de las fracturas cambia en profundidad y se asumen como buenas las fracturas más profundas. Una o dos medidas de orientación de fracturas hidráulicas en un solo pozo.

*Calidad D:* Una sola medida de fracturas hidráulicas a menos de 100 m de profundidad.

*Calidad E:* Pozos en los que solo se han medido la magnitud de los esfuerzos, pero no hay información sobre su orientación.

## **CRITERIOS DE CALIDAD PARA DATOS DE FALLAS**

*Calidad A:* Inversión del tensor de esfuerzos a partir de datos de deslizamiento en fallas activas durante el Cuaternario.

*Calidad B:* Dirección de deslizamiento en el plano de falla en base a la orientación promedio del plano de falla y diversas observaciones del vector de deslizamiento. Esfuerzo máximo a  $30^\circ$  de la falla.

*Calidad C:* Orientación de la falla y sentido principal de deslizamiento conocido para la falla. Vector de deslizamiento desconocido.

*Calidad D:* Desplazamiento de marcadores a lo largo de una falla.

*Calidad E:* No se han descrito.

## **CRITERIOS DE CALIDAD PARA MECANISMOS FOCALES**

*Calidad A:* Promedio de ejes-P o inversión formal de cuatro o más eventos geográficamente próximos (al menos un evento de magnitud  $\geq 4,0$ , el resto de eventos de magnitud  $\geq 3,0$ ).

*Calidad B:* Una única solución de mecanismo focal bien constreñida ( $M \geq 4,5$ ) o promedio de dos soluciones de mecanismos focales ( $M \geq 3,5$ ) calculadas a partir de primeras llegadas u otros métodos (tensor momento o inversión).

*Calidad C:* Un único mecanismo focal (calculado a partir de la primera llegada de onda, con frecuencia basados en la calidad asignada por los propios autores) ( $M \geq 2,5$ ). Promedio de varios mecanismos compuestos bien acotados (“*composites*”) ( $M > 2,0$ ).

*Calidad D:* Una única solución mecanismo compuesto. Soluciones de mecanismos focales no bien acotadas para un único evento. Soluciones de mecanismos focales de un solo evento de magnitud  $< 2,5$

*Calidad E:* Grandes eventos históricos sin un mecanismo focal fiable. Un evento con todos los ejes P, T y B con un cabeceo de  $25^\circ$ - $40^\circ$ . Un evento con los ejes P y T con un cabeceo de  $40^\circ$ - $50^\circ$ .

## DETERMINACIÓN DEL RÉGIMEN DE ESFUERZOS

Las magnitudes de los esfuerzos se definen utilizando la notación estándar en la que los esfuerzos compresivos son positivos. Por tanto,  $\sigma_1$  es el esfuerzo principal máximo compresivo y  $\sigma_3$  el esfuerzo principal mínimo compresivo.

Los distintos regímenes tectónicos establecidos a partir de los datos de esfuerzos se clasifican en las siguientes categorías: falla normal (NF), falla normal con componente de salto en dirección (NS), falla de salto en dirección (también incluye los casos en los que existe una pequeña componente normal o inversa) (SS), falla inversa con componente de salto en dirección (TS), falla inversa (TF) y régimen desconocido (para aquellos casos en los que las magnitudes de los esfuerzos se desconocen).

A partir del cabeceo y la orientación de los ejes P, T y B o  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  se puede estimar el régimen de esfuerzos y el azimut de esfuerzo horizontal máximo (Zoback, 1992) (Tabla C-1).

Algunos métodos como “*overcoring*” o los ensayos de fractura hidráulica permiten estimar la magnitud del tensor de esfuerzos y la orientación del esfuerzo máximo horizontal ( $S_{Hmax}$ ) se puede calcular directamente a partir de los vectores propios del tensor. Sin embargo, la caracterización del régimen de esfuerzos se sigue realizando según el cabeceo de los ejes principales de esfuerzo.

Los límites de cada régimen de esfuerzos han sido establecidos arbitrariamente. Por ello si los datos caen ligeramente fuera de estos intervalos, deben ser analizados cuidadosamente y se les asignará el estado de esfuerzos más apropiado. No obstante se conocen dos grupos principales de mecanismos focales de carácter “anómalo”:

1. Los tres ejes tienen un cabeceo moderado (entre 25° y 45°).
2. Los ejes P y T tienen cabeceos semejantes (entre 40° y 50°).

A los datos de esta categoría se les asigna un régimen de esfuerzos desconocido (U) y una calidad E, indicando que la orientación del esfuerzo máximo horizontal no está bien definida.

**Tabla C-1.** Criterios de clasificación del régimen de esfuerzos.

Eje P ( $\sigma_1$ )	Eje B ( $\sigma_2$ )	Eje T ( $\sigma_3$ )	Régimen	Azimut $S_{Hmax}$
pl > 52°		pl < 35°	NF	azimut eje B
40° < pl < 52°		pl < 20°	NS	azimut eje T+90°
pl < 40°	pl > 45°	pl < 20°	SS	azimut eje T+90°
pl < 20°	pl > 45°	pl < 40°	SS	azimut eje P
pl < 20°		40° < pl < 52°	TS	azimut eje P
pl < 35°		pl > 52°	TF	azimut eje P

pl: plunge

