

IMAGENES TOMOGRAFICAS EN EL SUR DE ESPAÑA Y NORTE DE MARRUECOS

TOMOGRAPHIC IMAGES OF THE SOUTHERN SPAIN AND NORTHERN MOROCCO

**Serrano, I.(1); J. Morales(1,2), F. Torcal(1,3),
F. Vidal(1,2) y F. Mancilla(1)**

(1) Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. 18071-Granada.

(2) Departamento de Física teórica y del Cosmos. Facultad de Ciencias.

Universidad de Granada. (3) Departamento de Ciencias Ambientales.

Universidad Pablo de Olavide. Sevilla.

RESUMEN

El objetivo fundamental de este trabajo es el profundizar en el conocimiento de la estructura y dinámica de la región Ibero-Mogrebí mediante la obtención de imágenes tomográficas de su corteza y manto superior. Para ello hemos utilizado un nuevo método cuya innovación principal es la parametrización del modelo de velocidad basado en redes definidas por discontinuidades tridimensionales. De esta manera ha sido posible considerar la abrupta topografía de la Moho en el Mar de Alborán al ejecutar las inversiones tomográficas. Asimismo, la trayectoria del rayo sísmico y los tiempos de viaje han sido calculados con un esquema de trazado de rayo tridimensional. Este método ha sido aplicado a tres conjuntos de tiempos de viaje, obteniéndose diferentes resoluciones determinadas por la cobertura de los rayos sísmicos. Finalmente, las velocidades sísmicas han sido usadas para estimar la distribución tridimensional de la razón de Poisson (σ) y del parámetro de porosidad ($V_p * V_s$).

Las imágenes tomográficas obtenidas han revelado heterogeneidad significativas en la corteza y manto superior de esta región. A niveles superficiales de la Depresión de Granada, las anomalías de alta velocidad son asociadas a su basamento mesozoico, mientras que las bajas velocidades al relleno sedimentario neógeno de la cuenca. Desde la corteza media a la Moho las anomalías negativas se extienden a través de las Zonas Externas e Internas, lo cual indica unas características similares de la corteza inferior en ambos dominios. Los valores más fuertes de la anomalía coinciden con la zona de transición de comportamiento frágil-dúctil de la corteza, definida a partir de la distribución de la sismicidad e interpretada como el reflejo de un despegue intracortical. Un cuerpo de alta velocidad es obtenido al oeste de la región, limitando el borde exterior occidental de la Depresión. Estudios aeromagnéticos y magnéticos indican intensas anomalías positivas, mientras que los valores de Bouguer son claramente negativos. Estos resultados se podrían explicar por la presencia de un cuerpo de rocas básicas localizado en la corteza superior, sugiriendo que el Macizo Ibérico constituye el basamento de las zonas Externas de las Cordilleras Béticas

Para el manto superior nuestro modelo presenta una región de baja velocidad en la zona NW del Mar de Alborán. La existencia de una esta anomalía en el manto superior puede ser el reflejo de un cuerpo en forma de laja con valores de densidad inferiores a los del manto que lo circunda. El análisis de las anomalías de gravedad de Bouguer detecta un cuerpo de baja densidad, con buzamiento S-SE. La zona de baja velocidad coincide con la actividad sísmica intermedia en la región y los valores del factor Q , obtenidos para los terremotos intermedios, indican mecanismos de atenuación similares a aquellos encontrados para trayectorias en corteza continental. El estado de esfuerzos para los terremotos intermedios está generado por una compresión NNW-SSE, de acuerdo con la dirección de convergencia entre la placa Euroasiática y Africana. Estos resultados estarían de acuerdo con un proceso de colisión-subducción dominante en la región a tales profundidades.

Finalmente, las imágenes sísmicas obtenidas en Marruecos muestran una zona de velocidad negativa en 5 km de profundidad, paralela a la falla de Nekor y coincidente con una estructura altamente conductiva y valores gravimétricos negativos; todo lo cual podría ser interpretado como una zona de *gouge* de falla y/o una matriz rellena de fluido. Por otra parte, la distribución de la sismicidad y la anomalía de velocidad positiva para la región de Al-Hoceimas muestran que los terremotos están concentrados en dicha anomalía, lo cual podría estar reflejando la presencia de niveles corticales frágiles y competentes que sustentan esfuerzos sismogénicos.

ABSTRACT

In order to better understand the structure and dynamics of the Ibero-Mogrebi region, we have attempted to carry out a tomography study of its crust and upper mantle with a novel approach. We adopted a grid parameterization instead of blocks and ray paths and travel times were computed with an efficient 3-D ray tracing scheme. The abrupt change in the topography of mantle discontinuity in the Alboran Sea is taken into account in the tomographic inversions. This new method was applied to three sets of travel times obtained different spatial resolutions, depending on the seismic ray coverage. Also, the wave velocities inverted were used to obtain three-dimensional distributions of Poisson's ratio (σ) and the porosity parameter ($V_p * V_s$).

Significant velocity variations up to 7% in P and S velocities are revealed in the crust below the Granada basin. At shallow levels, high velocity anomalies are generally associated with Mesozoic basement, while the low velocity anomalies are related to the neogene sedimentary rocks. A low velocity zone at a depth of 18 km may be due to a weak-ductile crust transition, which may be related to the cut-off depth of the seismic activity. On the other hand, the western Granada Basin clearly indicates a fast anomaly of up to +7% P -wave velocity, and the surface magnetic and aeromagnetic measurements also show a positive anomaly. However, the estimated Bouguer anomaly values are clearly negative. This set of anomalies has been interpreted as due to a basic-body rock located in the upper crust. The existence of this body suggests that the Iberian Massif constitutes the basement of the External Zones of the Betic Cordilleras, up to near the boundary with the Internal Zones.

For the upper mantle, our model contains a low-velocity anomaly beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. This anomaly is associated with the intermediate-depth seismicity ($h < 110$ km) in the region. This structure is interpreted as a result of an active continental subduction. Gravity modeling and seismic attenuation also show the continental nature of the low-velocity zone. Stresses determined from the focal mechanisms of the intermediate-depth earthquakes also agree with the scenario of continental subduction, which is caused by the middle-late Miocene to present-day NW-SE convergence of the African and European plates and the continental collision that raised the cordillera.

On the other side of the Alboran sea, the seismic images obtained in Morocco show a pronounced low-velocity zone at 5 km depth parallels to the Nekor fault, coinciding with an anomalously high conductive and low gravity structure, which is interpreted as a fault gouge zone and/or a fluid-filled

subsurface rock matrix. Below 10 km depth a weak positive velocity zone indicates that the fault gouge is stable. The seismicity and the seismic velocity results for the Al-Hoceima region show that the concentration of earthquakes is confined in the high velocity area. This anomaly is interpreted to be a brittle and competent layer of the upper crust which sustains seismogenic stress.

Palabras clave: Tomografía sísmica, anomalías de velocidad, sismicidad, esfuerzos sismogénicos.

INTRODUCCIÓN

La profundidad a la que se genera un terremoto en la corteza continental está determinada por el comportamiento frágil del material a dicha profundidad y limitada por la transición a comportamiento dúctil que define el límite inferior de la sismicidad de origen superficial. La temperatura, los esfuerzos locales, el contenido en agua de la corteza y la litología modifican las condiciones del material y su respuesta al esfuerzo regional al que está sometido (Meissner *et al.*, 1982, Sibson, 1982, etc). Los terremotos de origen intermedio, en su inmensa mayoría relacionados con subducción de corteza oceánica, se concentran en los límites de placas convergentes; excepcionalmente se originan terremotos intermedios en regiones de reciente colisión continental no relacionados con corteza oceánica, siendo su origen, en la actualidad, difícil de explicar. Este tipo de sismicidad no es fácil de localizar, siendo las regiones de Pamir-Hindu Kush (Roecker, 1982), Taiwan (Roecker *et al.*, 1987), los Cárpatos (Fan *et al.*, 1998), el Norte de los Apeninos (Selvaggi and Amato, 1992) y la región Ibero-Mogrebí los ejemplos, actualmente, mejor estudiados. La ocurrencia de terremotos a profundidades entre 500 y 690 km. complica más aún la respuesta a su génesis, invocando la existencia de «fallas de transformación» en fases metaestables en el manto, para justificar esta súbita liberación de energía a tales profundidades. La ocurrencia de una sismicidad muy profunda en el Sur de España fue observada por primera vez el 29 de Marzo de 1954 en la provincia de Granada, a 640 km. de profundidad, este terremoto es uno de los más profundos en la historia de la sismología instrumental. Estas tres categorías de sismicidad, concentradas en la pequeña región de este estudio, pone de manifiesto la importancia, a nivel mundial, de las Cordilleras Béticas y Rif norafricano, justificando los numerosos trabajos de sismicidad que han sido desarrollados para explorar la estructura de su corteza y manto superior. Sin embargo, la baja resolución en los resultados de las tomografías sísmicas no ha permitido una correlación clara con las estructuras geológicas definidas a escala local. Es por ello que el principal

objetivo de este trabajo ha sido alcanzar la suficiente resolución en las imágenes sísmicas para poder correlacionarlas con las estructuras geológicas y la distribución de la sismicidad. Además, aunque a pequeña escala, se ha realizado una interpretación del comportamiento geodinámico de alguna de las estructuras dibujadas a partir de los resultados, siempre y cuando se haya dispuesto de la suficiente información geofísica (anomalías aeromagnéticas, gravimétricas, etc.) para, en nuestra opinión, avalar y sustentar dichas interpretaciones.

MÉTODOLÓGÍA

Para la obtención de las diferentes imágenes sísmicas presentadas en este trabajo y dibujadas a partir de la estructura de velocidad de las ondas internas, hemos utilizado el método de tomografía sísmica desarrollado por Zhao *et al.* (1992, 1994). Aunque el desarrollo teórico es una aproximación conceptual bastante precisa del método desarrollado por Aki and Lee (1976), se han introducido características adicionales. Esta nueva técnica puede aplicarse a modelos de velocidad definidos por discontinuidades tridimensionales, es decir con variaciones espaciales en el espacio modelado. Una innovadora técnica de trazado de rayo tridimensional es desarrollada por estos autores para calcular los tiempos de viaje y la trayectoria del rayo sísmico. Para un modelo de velocidad con discontinuidades tridimensionales, los puntos a lo largo de un rayo pueden ser divididos en dos tipos: la intersección entre el rayo y la discontinuidad (*DP*) y los puntos del medio continuo (*CP*). El principio de este algoritmo se basa en usar la *Ley de Snell* para *perturbar* los *DPs*, mientras que la técnica del *pseudobending* (Prothero *et al.*, 1988) es aplicada para *perturbar* los *CPs*.

Independientemente del modelo inicial de velocidades, se define una red tridimensional en el espacio modelado para cada capa. Las velocidades en los nodos de la red son tomadas como parámetros desconocidos y la velocidad en cada punto es calculada interpolando linealmente las velocidades en las cuadrículas que rodean dicho punto. El espaciado de la red define la resolución obtenida y es directamente determinado por los resultados de los tests de resolución desarrollados *a priori*.

ANÁLISIS DE RESOLUCIÓN

El concepto de resolución es sumamente importante en tomografía sísmica e implica el conocimiento de como la estructura de la Tierra es reconstruida en la imagen tomográfica finalmente obtenida. La mayoría de los métodos directos que

se aplican para evaluar la resolución de una tomografía sísmica se basan en el cálculo de un conjunto de residuos de tiempos de viaje, los cuales se obtienen a partir del trazado de los rayos a través de una estructura de tests sintéticos. Posteriormente se invierten esos residuos como si fueran los datos y finalmente se comparan los resultados de la inversión sintética con los de la estructura inicial.

La idea básica del test es de Humphreys y Clayton (1988) y aplicada por Grand (1987) y Inoue *et al.* (1990). El primer paso consiste en la construcción de un modelo de muestreo «*checkerboard*» tal que

$$m_{cb} = \sum_j c_j e_j$$

donde c_j son los coeficientes 3 ó -3 que definen el muestreo y e_j son vectores unitarios que tienen sólo distinto de 0 el elemento j -ésimo. A continuación el conjunto de datos sintéticos es generado usando los datos obtenidos del conjunto de datos reales G tal que

$$d_{syn} = Gm_{cb}$$

Donde G es la matriz kernel de los datos (la parte del rayo que se atribuye a cada nodo). El d_{syn} se genera entonces, por métodos iterativos, para reconstruir el modelo del test. La imagen reconstruida puede ser escrita como:

$$m_{cb} = R \sum_j c_j e_j = \sum_j c_j \hat{e}_j$$

lo cual es una superposición de las funciones de dispersión puntuales \hat{e}_j . Donde \hat{e}_j es el producto de la matriz de resolución R multiplicado por e_j . Aunque el sistema de ecuaciones definido en este apartado es simple, indica claramente el papel del test de resolución «*checkerboard*».

El método utilizado en este trabajo es una aplicación, con ligeras variaciones, del test «*checkerboard*», donde las perturbaciones de velocidad positivas y negativas se asignan a los nudos de la red de un modelo de velocidad homogéneo en intervalos idénticos.

RAZÓN DE POISSON

La relación entre la razón de Poisson (σ) y la velocidad de las ondas compresionales (V_p) y de cizalla (V_s), para un medio isótropo, ha sido

utilizado por numerosos investigadores para la identificación de cuerpos magmáticos, sistemas geotermales, mapas de vapor y partes de estos sistemas saturados de agua (Combs y Rotstein, 1975; Caravella, 1976, etc). Con el desarrollo de los estudios de tomografía sísmica a escala muy detallada se pone de manifiesto la capacidad de obtener los valores de las razones de Poisson a partir de las perturbaciones obtenidas de las velocidades de las ondas. Entre los numerosos estudios realizados en este campo destaca, por sus resultados, el trabajo de Zhao *et al.*, (1996) que relaciona las bajas velocidades de ondas sísmicas y altos valores del *coeficiente de Poisson* con una matriz de roca fracturada, saturada de fluido y sometida a presiones muy elevadas, que contribuyen al inicio de un terremoto, como por ejemplo el de Kobe (17/1/1995).

IMÁGENES TOMOGRÁFICAS BAJO LAS CORDILLERAS BÉTICAS-MAR DE ALBORÁN

En 1990, en base a los resultados tomográficos obtenidos por Spakman para el W del Mar Mediterráneo, Blanco y Spakman (1993) aplican un método tomográfico de residuos temporales para estudiar la estructura de velocidad de la onda *P* del manto de la Península Ibérica. Casi al mismo tiempo Plomerová *et al.* (1993) obtienen un modelo de perturbaciones de velocidad para la Península a partir de residuos de ondas *P* de datos telesísmicos. Los interesantes resultados obtenidos por estos primeros trabajos llevaron a Sallarés (1996) y Gurría *et al.* (1997) a realizar sendas tomografías sísmicas de terremotos locales que engloban las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán. Posteriormente, Calvert *et al.* (2000), realizan una inversión completa de llegadas de fases de terremotos locales, regionales y telesismos para toda la región de las Béticas, el Mar de Alborán y Norte de Marruecos. A pesar de los excelentes resultados obtenidos en todos estos trabajos, la resolución alcanzada ha sido siempre relativamente pobre, lo cual ha impedido en la mayoría de los casos realizar una correlación detallada entre los resultados y las estructuras geológicas locales definidas en la región. Es por ello que en este capítulo y en los siguientes, se ha intentado aumentar al máximo el número de terremotos y estaciones sísmicas utilizadas, para conseguir alcanzar la máxima resolución espacial posible.

Para determinar las imágenes tomográficas de las ondas *P*- y *S*- se seleccionaron un conjunto de terremotos registrados dentro del área delimitada por los paralelos 35° 30' N y 38° 0' N y los meridianos 2° 48' W y 5° 0' W, durante el periodo de tiempo 1983-1998 (figura 1). Debido a la características propias de la sismicidad en esta región, los eventos seleccionados no superan

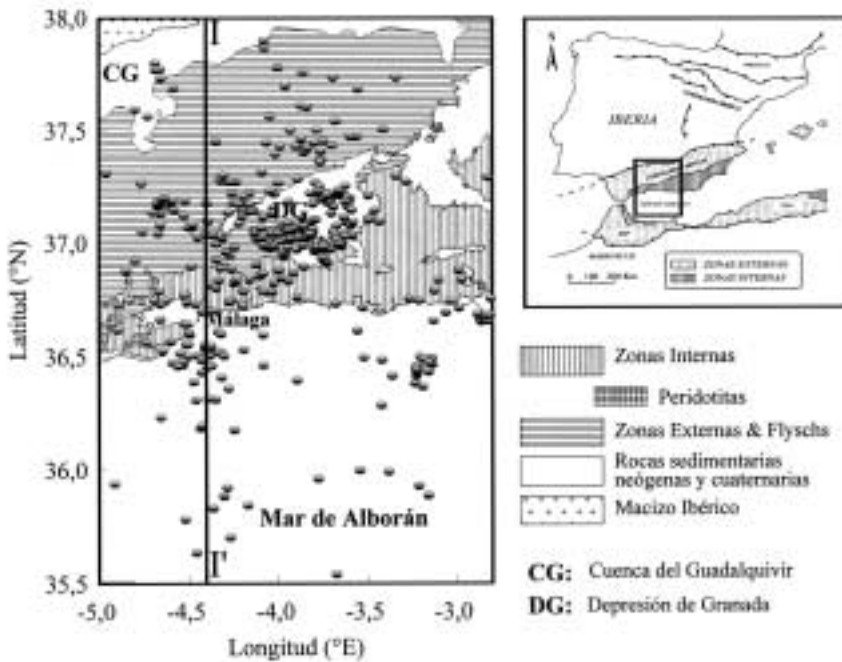


Figura 1. Epicentros de los terremotos usados en la tomografía de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán (círculos). La línea representa la situación de los cortes I-I'.

el umbral de magnitud de 4.9 (magnitud-duración). Todos los eventos poseen un mínimo de 5 llegadas de ondas P y S y el rms de las localizaciones hipocentrales no supera en ningún caso 0.95 s. El conjunto final de datos es de 407 terremotos, oscilando sus profundidades focales entre 5 y 110 km, y generando 3,025 llegadas de ondas P y 2,958 llegadas de ondas S .

El modelo de velocidad utilizado para la inversión es construido a partir de la información obtenida de los perfiles sísmicos y datos gravimétricos disponibles para la región (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997, 1998). La discontinuidad intracortical calculada oscila entre los 12 y los 17 km de profundidad; la discontinuidad de Mohorovicic alcanza su valor más profundo en Sierra Nevada, con 38 km, y el más superficial en centro del Mar de Alborán, con 19 km. La V_p para la primera capa es asignada en 5.9 km/s y 6.7 km/s para la segunda capa. Al manto superior se le asigna una velocidad de 8.0 km/s y un gradiente de 0.005 km/s por km. Usando un $V_p/V_s = 1.73$, obtenemos V_s de 3.4 km/s en la corteza superior, 3.9 km/s en la corteza inferior y 4.6 km/s en el manto superior.

A través del análisis de resolución encontramos que un espaciado de red de 11 km en latitud, 9 km en longitud y entre 5-22 km en profundidad es el adecuado para que nuestro conjunto de datos nos de unos resultados razonables. De los 11,362 nodos ($26 \times 23 \times 19$) definidos en el modelo *a priori*, se resuelven aquellos nodos que tienen un *hitcount* superior a 10; es decir se plantea el problema de la inversión para 2,383 (1,221 para *P* y 1,162 para *S*) parámetros de velocidad. Los errores para las perturbaciones de velocidad obtenidas se estiman que son menores de 1%.

Interpretación de los resultados

Las imágenes tomográficas obtenidas han revelado heterogeneidad significativas en la corteza y manto superior de esta región.

- La existencia de un cuerpo de alta velocidad positiva entre 5 y 18 km de profundidad al oeste del borde occidental de la Depresión de Granada. Esta fuerte anomalía de velocidad muestra una correlación excelente con la principal anomalía aeromagnética registrada en la región (Ardizzone *et al.*, 1989).
- La confirmación de elevados valores de perturbación negativa de velocidad a niveles intracorticales en la Depresión de Granada. Desde la corteza media a la discontinuidad de Mohorovicic las anomalías de baja velocidad se extienden a través de las Zonas Externas y Zonas Internas, lo cual indica unas características similares de la corteza inferior en ambos dominios. Esta conclusión se obtiene también a partir de los resultados de reflexión sísmica profunda (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997). Los valores más fuertes de la anomalía coinciden con la zona de transición de comportamiento frágil-dúctil de la corteza, definida a partir de la distribución de la sismicidad en profundidad (Morales *et al.*, 1997), e interpretada como un reflejo del despegue intracortical (Morales *et al.*, 1997; Serrano *et al.*, 1998) definido en la región por numerosos investigadores.
- Los elevados valores de la razón de Poisson en la capa de 18 km para la región situada al sur del borde meridional de la Depresión de Granada, junto con las bajas velocidades de onda *P* y *S* en esta misma región, se asimilan a los resultados obtenidos en otras regiones para zonas hipocentrales de terremotos importantes (Zhao and Negishi, 1998). La constancia de estas fuertes anomalías en capas inferiores de la corteza denotan la presencia de una matriz intensamente fracturada, rellena de fluido, que pudiera contribuir a la variación del régimen de esfuerzos en

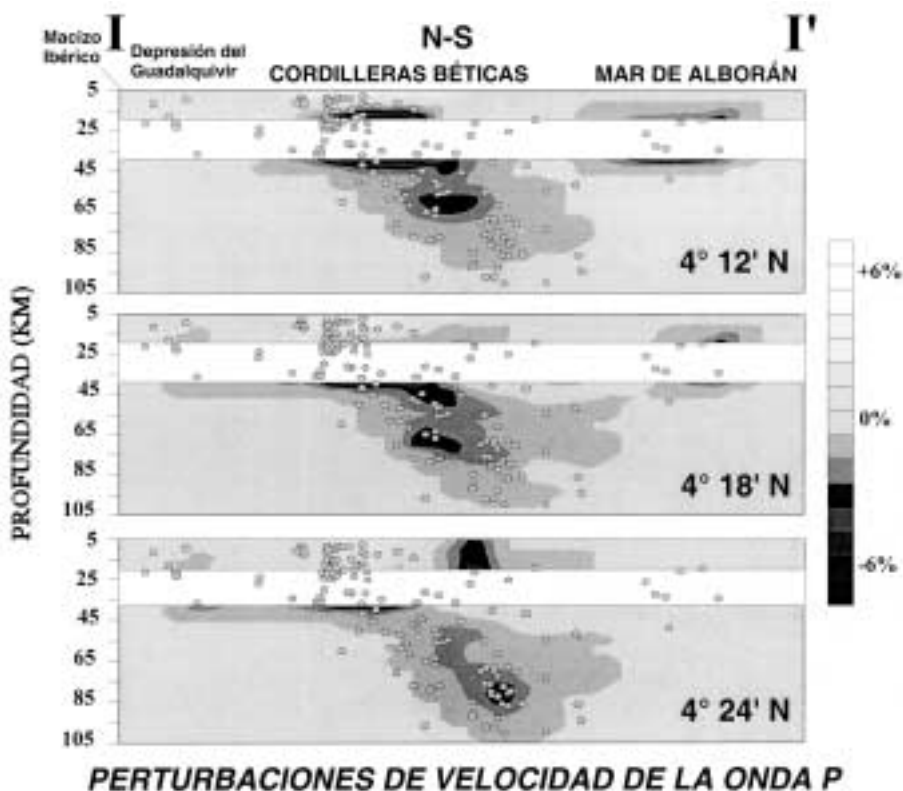


Figura 2. Corte *I-I'* en la dirección N-S de la región de Málaga hasta los 105 kilómetros de profundidad, donde se observa la posición de los terremotos (círculos) así como la distribución de los valores de las perturbaciones de velocidad en las distintas profundidades.

la región. Numerosos investigadores encuentran que algunas zonas de nucleación de terremotos muestran bajas velocidades de ondas sísmicas, así como valores altos en la razón V_p/V_s , y/o valores de conductividad eléctrica muy elevados, proponiendo la existencia de fluidos sometidos a presiones muy elevadas en estas zonas de falla.

- La obtención de valores negativos de anomalía de velocidad entre 50 y 90 km de profundidad en la región NW del Mar de Alborán (figura 2). Las imágenes tomográficas obtenidas para la onda *P* y *S* muestran una moderada (−3%, −4%) región de baja velocidad en la zona NW del Mar de Alborán, desde los 40 a los 100 kilómetros de profundidad. La existencia de una anomalía de baja velocidad en el manto superior puede

ser el reflejo de un cuerpo en forma de laja con valores de densidad inferiores a los del manto que lo circunda. El análisis de las anomalías de gravedad de Bouguer a través de la zona de baja velocidad, detecta un cuerpo de baja densidad, con buzamiento S-SE. La zona de baja velocidad coincide con la actividad sísmica intermedia en la región (Serrano *et al.*, 1998). Los valores del factor Q , obtenidos por Ibáñez (1990) para los terremotos intermedios, indican mecanismos de atenuación similares a aquellos encontrados para trayectorias en corteza continental. La presencia de una zona de baja velocidad en el manto superior relacionada con los procesos de subducción continental han sido identificados en otros orógenos colisionales tal como en los Cárpatos (Fan *et al.*, 1998), Pamirs y Karakorum (Roecker, 1982; Fan *et al.*, 1994) y en los Pirineos (Sourieau y Granet, 1995). Estos procesos de subducción continental activa bajo las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán podrían ser el origen de la zona de baja velocidad en el manto superior y la causa de la actividad sísmica intermedia en la región. Por otra parte, el estado de esfuerzos obtenido para los terremotos cuyas profundidades no superan los 80 km está generado por una compresión NNW-SSE, de acuerdo con la dirección de convergencia entre la placa Euroasiática y Africana (Argus *et al.*, 1989); estos resultados estarían de acuerdo con un proceso de colisión-subducción dominante en la región a tales profundidades. Para los terremotos más profundos de 80 km, la compresión vertical indica que la «*bouyance*» negativa domina respecto a los procesos de colisión-subducción.

IMÁGENES TOMOGRÁFICAS DE ALTA RESOLUCIÓN BAJO LA DEPRESIÓN DE GRANADA

Diferentes modelos de velocidad de las ondas P y S para la corteza de la Depresión de Granada han sido obtenidos con una resolución espacial de 5 km en horizontal y entre 2 y 4 km en profundidad. Para este trabajo se han utilizado un total de 15,407 tiempos de llegada de las ondas P y 13,704 de la onda S , a partir de un conjunto de 2,889 terremotos locales registrados por las estaciones sísmicas instaladas en la región (figura 3). Asimismo, a partir de los resultados de las perturbaciones de V_p y V_s ha sido posible obtener una distribución bastante fiable de los valores de la *razón de Poisson* y del *parámetro de porosidad* ($V_p \times V_s$) (Iverson *et al.*, 1989, Tatham, 1992).

Los resultados obtenidos muestran fuertes heterogeneidades laterales en la corteza de las Cordilleras Béticas Centrales. En el rango de profundidad de 2 a 4 km, el sector SE de la Depresión de Granada presenta una zona de

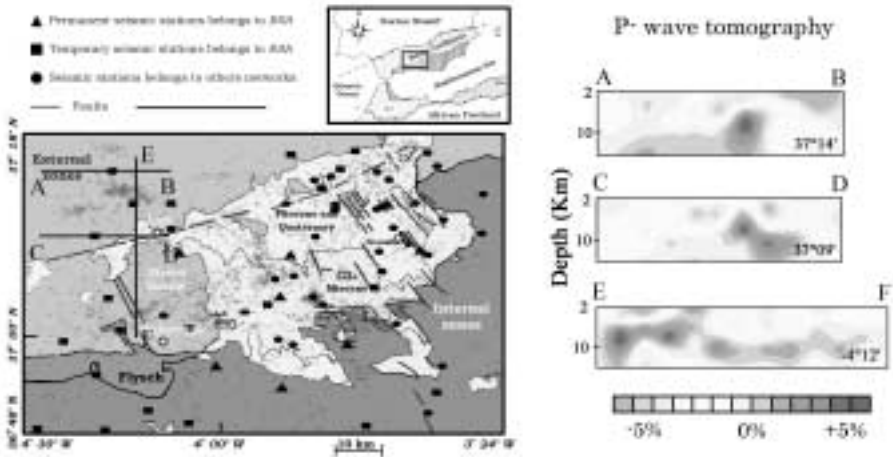


Figura 3.- Izquierda, mapa geológico simplificado de las Depresión de Granada y zonas adyacentes. Derecha, secciones verticales de la perturbación de la onda P en las direcciones A-B, C-D y E-F.

valores positivos de V_p (+ 6%), con una tendencia paralela al conjunto de fallas normales de dirección NW-SE. Los valores negativos de V_s (- 6%) dentro de la cuenca corresponden claramente a las capas de relleno sedimentario, así como los valores positivos (+ 4%) del exterior de la cuenca reflejan el basamento mesozoico de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. El elevado valor del *coeficiente de Poisson* en el sector central de la cuenca posiblemente este reflejando la presencia de sedimentos saturados y poco consolidados, mientras que el *parámetro de porosidad* en el exterior indica la baja porosidad del basamento mesozoico. El sector oriental de la Depresión muestra valores positivos de V_p (+6%) y V_s (+7%), así como bajo *coeficiente de Poisson*, de acuerdo con la presencia del basamento Mesozoico de las Zonas Internas. La parte occidental de la región estudiada (Sierra Gorda, Zonas Externas) presenta valores positivos de V_p (+ 6%) y V_s (+ 2%), consistentes con los resultados de estudios magnéticos desarrollados en la región.

En el rango de profundidad de 6 a 10 km el resultado más importante es el cuerpo de alta velocidad que se obtiene al oeste de la región estudiada, limitando el borde exterior occidental de la Depresión (figura 3). Esta anomalía positiva de V_p alcanza un máximo de + 7% a 8 km de profundidad, y valores superiores a + 3% se extienden 15 km de norte a sur, con una anchura de 5 km. Los estudios aeromagnéticos y magnéticos desarrollados en la región indican

también intensas anomalías positivas, mientras que los valores de Bouguer estimados son claramente negativos para la misma región. Estos resultados han sido interpretados como consecuencia de la presencia de un cuerpo de rocas básicas (probablemente gabros) localizado en la corteza superior. La existencia de este cuerpo a niveles corticales sugiere que el Macizo Ibérico constituye el basamento de las zonas Externas de las Cordilleras Béticas, al menos en la región donde estas limitan con las Zonas Internas. La existencia en superficie de rocas de baja densidad (margas y evaporitas) junto con el mayor espesor cortical en esta región, puede ser la explicación de las anomalías de Bouguer negativas que posiblemente estén enmascarando la anomalía residual positiva relacionada con el cuerpo de roca básico.

IMÁGENES TOMOGRÁFICAS BAJO LAS MONTAÑAS DEL RIF OCCIDENTAL (MARRUECOS)

En este trabajo hemos aplicado el método tomográfico explicado con anterioridad para imaginar una falla de salto en dirección asísmica en el Norte de Marruecos, y demostrar así mismo que la ocurrencia de terremotos no está sólo controlada por el estado de esfuerzos tectónicos sino por la heterogeneidad del material en la corteza terrestre. La región seleccionada para este trabajo

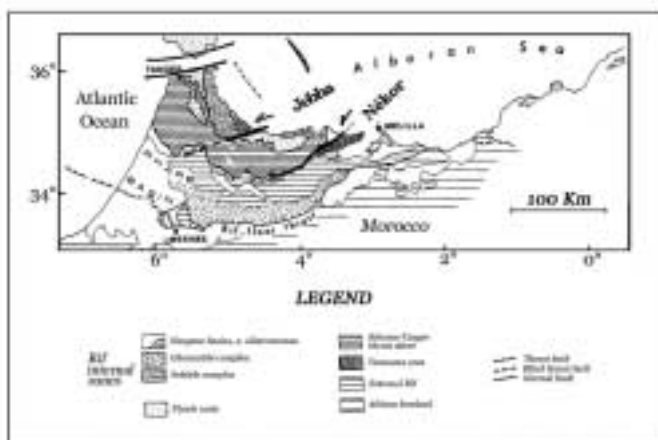


Figura 4. Arriba, mapa geológico simplificado del Norte de Marruecos. Centro, mapa de perturbación de la onda P para la capa de 5 km en la región de Al-Hoceimas. Abajo, sección vertical a lo largo de la dirección norte-sur (C-C') mostrando la relación entre la distribución de la sismicidad y las perturbaciones de la onda P .

está localizada entre $34^{\circ} 00' N$ y $37^{\circ} 48' N$ y desde $2^{\circ} 00' a 6^{\circ} 00' W$, aunque el centro de nuestra atención es la región de Al-Hoceimas y la falla de Nekor (figura 4). Fueron seleccionados un conjunto de 221 terremotos registrados durante el periodo 1993-1999 por estaciones sísmicas pertenecientes tanto a instituciones españolas como marroquíes. Debido a la dificultad de disponer de tiempos de llegada de suficientes estaciones situadas en el Norte de Marruecos, la fiabilidad de las localizaciones no es muy buena. Es por ello que el conjunto de terremotos utilizados para este trabajo fueron relocalizados usando el método de Zhao *et al.* (1992), aplicando seis modelos diferentes de velocidad. El modelo elegido finalmente fue aquel que minimiza los residuos de tiempo de llegada en el programa utilizado.

La red fijada para el espacio modelado varía desde 18 a 45 km en la dirección horizontal y desde 5 a 10 km en profundidad. El espaciado más pequeño, por tanto la más alta resolución conseguida, es en la región de Al-Hoceimas. El problema inverso es resuelto para 1800 parámetros de velocidad de la onda P , en nodos de la red con un número de rayos sísmicos superior a 10.

Las imágenes sísmicas obtenidas a 5 km de profundidad presentan una zona de V_p negativa, paralela a la traza superficial de la falla de Nekor (figura 4). Esta zona de tendencia NE-SW puede estar asociada con una estructura de conductividad eléctrica detectada en relación a la misma falla por Menvielle and Rossignol (1982), y coincidente a su vez con una zona de alta atenuación descrita por Seber *et al.* (1996). Los altos valores de flujo térmico superficial y el incremento de los valores de las isotermas en la región (Rimi *et al.*, 1988), se traducen en que la profundidad de la estructura conductiva no excede un par de decenas de kilómetros. Además, esta anomalía de velocidad ocupa la misma posición relativa que los valores de gravedad negativos que se extienden en una dirección NE-SW a lo largo del límite SE de la falla de Nekor. Este conjunto de evidencia geofísica podrían ser interpretadas como una zona de *gouge* y/o una matrix de rocas sub-superficiales rellenas de fluido en la corteza superior. A partir de 10 km de profundidad, una zona de velocidad positiva se imagina en la misma región, de acuerdo con la profundidad de estabilidad de las zonas de *gouge* (8-10 km).

En la región de Al-Hoceimas, la mayoría de los terremotos ocurren desde el límite sur de la zona de baja velocidad hacia el sur, casi dentro de la zona de alta velocidad. La actividad sísmica cesa a 10 km de profundidad, lo cual coincide con el límite de alta-baja velocidad. Esta zona puede ser interpretada como una parte competente y frágil de la corteza superior, la cual sustenta esfuerzos sismogénicos.

En la costa oriental de Marruecos se obtiene una anomalía de velocidad positiva en 5 km de profundidad, con una tendencia NE-SW, en relación a la sismicidad superficial dispersa. A partir de indicios geológicos, magnéticos, termales y sísmicos, se puede inferir que entre 2.5 y 7.5 km de profundidad, existe un cuerpo de alta densidad, formado por rocas volcánicas miocenas, potásicas o calcoalcalinas.

CONCLUSIONES

La inversión de los tiempos de viaje de las ondas internas ha proporcionado imágenes, hasta ahora inéditas, de la corteza y manto superior de las Cordilleras Béticas-Rif y Mar de Alborán. Las imágenes tomográficas obtenidas muestran heterogeneidades en la estructura de velocidad a nivel local, las cuales son el resultado de la compleja evolución geodinámica de la región alpina y parecen consistentes con un entorno característico de colisión continental. Asimismo es clara la correlación entre la mayoría de las anomalías sísmicas observadas y los diferentes modelos de sismicidad definidos para la región. Algunos de los resultados han sido asociados con anomalías aeromagnéticas, gravimétricas, etc., calculadas a partir de los numerosos estudios geofísicos desarrollados en los últimos años. Finalmente, la alta resolución conseguida nos ha llevado a proponer que la ocurrencia de los terremotos está fuertemente relacionada con las heterogeneidades propias del material, así como a demostrar la idoneidad del método utilizado en regiones caracterizadas por una actividad sísmica moderada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación REN2001-2418-C04-04/RIES y fondos FEDER y el grupo reinvestigación de la Junta de Andalucía RNM#104. La primera autora (I. Serrano) agradece a la Universidad de Granada, al Ministerio de Educación, Cultura y Deporte y al *Geodynamics Research Center* (Ehime University, Japan) por las becas posdoctorales en la Universidad de Ehime (Japón).

REFERENCIAS

- AKI, K. and W. H. K. LEE, 1976. Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, Part. 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.

- ARDIZONE, J., J. MEZCUA and I. SOCÍAS, 1989. *Mapa aeromagnético de España Peninsular*. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional.
- ARGUS, D.F., R.G. GORDON, C. DE METS and S. STEIN, 1989. Closure of the Africa- Eurasia- North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 5585-5602.
- BLANCO, M.J. and 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.
- CALVERT, A., SANDVOL, E., SEBER, D., BARAZANGI, M., ROECKER, S., MOURABIT, T., VIDAL, F., ALGUACIL, G. And JABOUR, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, B5, 10871-10898.
- CARAVELLA, F. J., 1976. A study of Poisson's ratio in the upper crust of the Socorro, New Mexico area, *M. S. Independent Study*, N. M. Inst. Mining and Technol., 83 pp., Socorro.
- COMBS, J. and Y. ROTSTEIN, 1975. Microearthquakes studies at the Coso geothermal area, China Lake, California, in *Proceedings of the Second United Nations Symposium on Developmental Use Geothermic Resources*, San Francisco, CA, 909-916.
- FAN, G., J. NI and T. WALLACE, 1994. Active tectonics of the Pamirs and Karakorum, *J. Geophys. Res.*, 99, 7131-7160.
- FAN, G., T. WALLACE and D. ZHAO, 1998, Tomographic images of deep velocity structure beneath the Eastern and Southern Carpathians, Romania: Implications for continental collision: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 2705-2723.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J., A. JABALOY, F. GONZÁLEZ-LODEIRO and F. ALDAYA, 1997. Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16, 18-37.
- GALINDO-ZALDIVAR, J., F. GONZALEZ-LODEIRO, A. JABALOY, A. MALDONADO and A.A. SCHEIDER, 1998. Models of magnetic and Bouguer gravity anomalies for the deep structure of the central Alborán Sea basin, *Geo-Mar. Lett.*, (In press).
- GURRÍA, E., J. MEZCUA and 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*, v. XL, n. 1.
- HUMPHREYS, E. and R.W. CLAYTON, 1988. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085.
- IBÁÑEZ, J.M., 1990, Atenuación de las ondas Coda y Lg en el Sur de España e Italia a partir de sismogramas digitales: *Ph. D. Thesis*, Univ. Granada, 220 pp.
- INOUE, H., Y. FUKAO, K. TANABE and Y. OGATA, 1990. Whole mantle P-wave travel time tomography, *Phy. Earth Planet. Inter.*, 59, 294-328.
- IVERSON, W. P., B. A. FAHMY, S. B. SMITHSON, 1989. VpVs from mode converted P-SV reflections. *Geophysics*, 54: 843-852.
- MEISSNER, R. and J. STREHLAU, 1982. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, *Tectonics*, 1, 73-89.

- MENVIELLE, M. and ROSSIGNOL, J. C. Consèquences tectoniques de l'existence d'une anomalie de conductivité électrique au nord du Maroc, 1982. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 19, 1507-1517.
- MORALES, J., I. SERRANO, F. VIDAL and F. TORCAL, 1997. The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain), *Geophysical Research Letters*, v. 24, n. 24, 3289-3292.
- PLOMEROVÁ, J., G. PAYO and V. BABUSKA, 1993. Teleseismic P-residual study in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221, 1-12.
- PROTHERO, W. A., J. EICKEMEYER and W. J. TAYLOR, 1988. A fast two point ray tracing algorithm using a simple search method. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1190-1198.
- RIMI, A., CHALOUAN, A. and Bahi, L., 1998. Heat flow in the westernmost part of the Alpine Mediterranean system (the Rif, Morocco). *Tectonophysics*, 285, 135-146.
- ROECKER, S.W., 1982. Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: Possible evidence of subducted crust, *J. Geophys. Res.*, 87, 945-959.
- ROECKER, S. W., Y. H. YEH and Y. B. TSAI, 1987. Three dimensional P and S wave structures beneath Taiwan: deep structure beneath an arc-continent collision. *J. Geophys. Res.*, 92, 10547-10570.
- SALLARÉS, V., 1996. Tomografía Sísmica a partir de terremotos locales. *Aplicación en la Cordillera Bética y el Mar de Alborán*. Master Thesis, Univ. Barcelona, 96 pp.
- SEBER, D., BARAZANGI, M., IBENBRAHIM, A. and DEMNATI, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, vol. 379.
- SELVAGGI, G. and A. AMATO, 1992. Subcrustal earthquakes in the Northern Apennines (Italy): evidence for still active subduction?. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2127-2130.
- SERRANO, I., J. MORALES, D. ZHAO, F. TORCAL and F. VIDAL, 1998. P-wave tomographic images in the Central Betics-Alborán sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for a continental collision. *Geophysical Research Letters*, v. 25, n. 21, 4031-4034.
- SIBSON, R. H., 1982. Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull. Seism Soc. Am*, 72, 151-163.
- SOURIEAU, A. and M. GRANET, 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.*, 100, 18177-18134.
- SPAKMAN, W., 1990. Images of the upper mantle of central Europe and the Mediterranean, *Terra Nova*, 2, 542-533.
- TATHAM, R. H., Vp/Vs and lithology. *Geophysics*, 47: 333-344. Zhao, D. and H. Kanamori, 1992. P-wave image of the crust and uppermost mantle in southern California. *Geophysical Research Letters*, 19, 2329-2332.
- ZHAO, D. and H. KANAMORI, 1992. P-wave image of the crust and uppermost mantle in southern California. *Geophysical Research Letters*, v 19, no. 23, 2329-2332.

- ZHAO, D., A. HASEGAWA and H. KANAMORI, 1994. Deep structure of the Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.
- ZHAO, D., H. KANAMORI, H. NEGISHI and D. WIENS, 1996. Tomography of the source area of the 1995 Kobe Earthquake: evidence for fluids at the hypocenter?. *Science*, v. 274, 1891-1893.
- ZHAO, D. and H. NEGISHI, 1998. The 1995 Kobe earthquake: seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, no. B5, 9967-9986.