

IMÁGENES DE VELOCIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN INFERIOR DEL MANTO LITOSFÉRICO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

I. Serrano^{1,2}, F. Torcal^{1,3} y J. Morales^{1,2}

¹ Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, Universidad de Granada, Cuesta del Observatorio 2, 18011 Granada. inma@iag.ugr.es; fede@iag.ugr.es; morales@iag.ugr.es

² Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071 Granada.

³ Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, Km. 1, 41013 Sevilla. fformed@upo.es

Resumen: Alrededor de 46.700 tiempos de llegada de la onda *Pn* procedentes de casi 3.000 terremotos regionales han sido invertidos para obtener un mapa de distribución de la velocidad sísmica en la región inferior del manto litosférico, bajo la Península Ibérica y zonas adyacentes. Para una extensa región de la Península Ibérica se obtienen altas velocidades sísmicas en gran parte del Macizo Ibérico, como es de esperar en regiones tectónicamente estables y que no han sido reactivadas recientemente. Los resultados obtenidos para las Cordilleras Béticas podrían estar indicándonos la prolongación hacia el sureste peninsular de un bloque rígido y estable de manto litosférico en regiones profundas del manto superior, bajo una región tectónicamente activa y sometida a los procesos de la orogenia alpina.

Palabras clave: Onda *Pn*, manto litosférico, anisotropía sísmica, Cordilleras Béticas.

Abstract: Travel times of 46,700 *Pn* arrivals collected from 3,000 earthquakes are inverted to image the lower lid seismic velocities beneath the Iberian Peninsula and surrounding regions. The results show an average uppermost mantle velocity beneath the study area of 8.26 km/s, ranging from 7.96 km/s to 8.56 km/s, which confirms the positive velocity gradient for the upper mantle of this region. The peninsular area covered by the Iberian massif is characterized by high *Pn* velocities, as expected in tectonically stable regions, indicating areas of the Hercynian belt that have not recently been reactivated. The tomography shows that fast lower lid velocities are present also below a large part of the Betic Cordilleras, where the upper lid is characterized by a pronouncedly low *Pn* velocity, as is common in areas greatly affected by recent tectonic and magmatic activity. Our model indicates that the deepest Betic crustal root might be underlied by a positive anomaly beneath the southeastern Iberian Peninsula.

Key words: *Pn* wave, lithospheric mantle, seismic anisotropy, Betic Cordilleras.

Serrano, I., Torcal, F. y Morales, J. (2007). Imágenes de velocidad sísmica en la región inferior del manto litosférico de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 321-332.

El incremento notable de la velocidad sísmica desde la base de la corteza al manto origina ondas sísmicas que se refractan a través del manto subyacente (*Pn*). Las trayectorias de los rayos para un gran rango de distancias epicentrales se concentran en un estrecho límite de profundidades, en el manto litosférico. Esta hipótesis de partida permite a los sismólogos resolver con gran precisión imágenes bidimensionales de la velocidad en el manto superior, utilizando datos de tiempos de llegada procedentes de distancias regionales, entre 2,5° y 18°. Sin embargo, las trayectorias de los rayos *Pn* no viajan exactamente por la discontinuidad corteza-manto, sino que descienden debido a la esfericidad de la Tierra, a los gradientes de velocidad y a que las ondas *P* regionales no alcanzan el punto de refracción crítica a lo largo de la parte superior del manto. Estos tres factores hacen posible rastrear regiones más profundas del manto superior.

Generalmente, la fase *Pn* se define como la primera llegada en un sismograma cuando el terremoto regional está localizado a una distancia mínima de 150 km. Entre 150 y 300 km los rayos sísmicos viajan por la región más superficial del manto superior, dependiendo de la estructura de la corteza. Sin embargo, en distancias de 15° las trayectorias de los rayos *Pn* se espera que alcancen una región más profunda. Hearn *et al.* (2004) dividen los tiempos de llegada de terremotos regionales entre «trayectorias cortas» (1,8° a 9,5°) y «trayectorias largas» (9,5° a 15°), demostrando un mejor ajuste global de los datos y poniendo de relieve diferencias tectónicas relevantes entre las imágenes de velocidad obtenidas en la región más superficial y la más profunda del manto litosférico.

La profundidad de penetración de las ondas *Pn* en el manto superior dependerá de la derivada vertical de la velocidad, la cual varía espacialmente. La onda *P* en distancias mayores de 12° alcanza profundidades de 80

km (*e.g.*, Nagumo *et al.*, 1981). Numerosos estudios recientes utilizando datos de PNE («Peaceful Nuclear Explosions») han demostrado que el comportamiento de dicha fase es particularmente complicada e interesante (*e.g.*, Ryeberg *et al.*, 1995; Tittgemeyer *et al.*, 1996). Aunque su mecanismo de propagación es, a día de hoy, controvertido (Menke and Richards, 1983), la fase *Pn* viaja la mayor parte de su trayectoria horizontal como una onda refractada, y posiblemente reflejada y/o afectada por procesos de dispersión en el manto superior bajo la Moho. Ryeberg *et al.* (1995) presentan un trabajo demostrando que en Asia central las fases *Pn* se propagan desde grandes distancias epicentrales en velocidades de grupo de 8,1 km/s y muestran baja coherencia espacial considerando datos de estaciones sísmicas cercanas. Estos autores sugieren que estas ondas se canalizan a través de una guía de onda lateralmente heterogénea y formada entre la Moho y un límite inferior cercano a los 100 km de profundidad. Tittgemeyer *et al.* (1996) utilizando registros sintéticos para modelos unidimensionales con métodos de reflexión, encuentran que la onda *Pn* podría ser generada por una estructura estratificada aleatoriamente en el manto superior, con un contraste de velocidades de alrededor del 5%. Estos autores establecen una posición óptima para la guía de ondas entre la Moho (35 km) y una profundidad de unos 110 km. Enderle *et al.* (1997) en base al anterior trabajo de Tittgemeyer *et al.* (1996), presentan un diagrama que proporciona una base conceptual para la simulación de la fase *Pn*, modelando su correspondiente guía de ondas en el manto litosférico.

Numerosos estudios han sido desarrollados en las últimas dos décadas intentando reconstruir la estructura sísmica de la corteza y el manto superior de la Península Ibérica y zonas adyacentes, desde escala local hasta global, usando diferentes metodologías y datos. La estructura de velocidad de la onda *P* ha sido estudiada, por ejemplo, por Spakman (1990), Blanco y Spakman (1993), Plomerová *et al.* (1993), Gurría *et al.* (1997) y Wortel y Spakman (2000). Los resultados muestran que la complejidad de la estructura tectónica de esta región se refleja en una distribución heterogénea de las velocidades sísmicas, tanto en la litosfera como en el manto sublitosférico. Calvert *et al.* (2000) desarrollan una inversión de residuos de tiempos de viaje de fases *Pn* a lo largo del límite de placas África-Iberia usando una metodología semejante a la utilizada en el trabajo aquí presentado (Hearn, 1996), con la diferencia esencial de la bases de datos y el número de estaciones sísmicas utilizadas.

En este trabajo se ha seleccionado un conjunto de terremotos localizados en distancias regionales de entre 9,5° y 15°, con el objetivo específico de muestrear la región más profunda del manto litosférico bajo la Península Ibérica y zonas adyacentes. Un trabajo anterior desarrollado en la Península Ibérica (Serrano *et al.*, 2005) presenta resultados de la *Pn* en la región más superficial del manto, a partir de los terremotos

registrados entre 1,8° y 9,5°. Aunque es extremadamente difícil estimar un gradiente de velocidad a partir solamente de registros de ondas *Pn*, en este trabajo hemos intentado comparar los resultados en ambas regiones del manto y de este modo iniciamos una discusión sobre el comportamiento del manto litosférico bajo la región de estudio.

Las variaciones en la velocidad de las ondas sísmicas en estas profundidades se deben a los cambios en la temperatura, presión, composición, anisotropía y al contenido en fluidos, siendo la temperatura el efecto más importante (*e.g.*, Hearn *et al.*, 2004). Por ello, las variaciones de la velocidad de las ondas *Pn* proporcionan importantes claves para entender los procesos de deformación continental y diferenciación (Hearn y Ni, 1994; Hearn, 1996, 1999). Por otra parte, de acuerdo con Lyubetskaya y Korenaga (2007), como las ondas compresionales (*P*) y de cizalla (*S*) presentan diferente comportamiento frente a la temperatura y a la composición mineralógica, los datos sísmicos pueden ser utilizados para inferir la estructura composicional del manto de la Tierra. En particular una correlación positiva entre la velocidad de las ondas *P* y *S* sería consistente con un origen termal de la anomalía sísmica, mientras que el caso contrario sugiere una heterogeneidad química o la presencia de volátiles (*e.g.*, Stacey, 1998). En los últimos años varios estudios sísmológicos han investigado las variaciones composicionales en el manto a partir de la razón entre la velocidad de las ondas *P* y *S* (*e.g.*, Isaak *et al.*, 1992; Karato y Karki, 2001). Sin embargo, debido a la falta de disponibilidad de fases *Sn* en este trabajo se ha optado por realizar una interpretación basada esencialmente en los criterios definidos por Hearn *et al.* (2004), pero teniendo presente la aportación de las heterogeneidades composicionales en la variación de las velocidades de las fases *Pn*.

Datos y metodología

Para este trabajo se han utilizado tiempos de llegada de la onda *P* directa de terremotos registrados por diferentes redes sísmicas ubicadas en la Península Ibérica, Marruecos y Argelia. Los terremotos de la base de datos inicial han sido seleccionados a partir de los catálogos del ISC («Internacional Seismological Centre»), incluyendo, además, lecturas de terremotos registrados en estaciones de la Red Sísmica de Andalucía (Instituto Andaluz de Geofísica) y de la Red Sísmica Nacional (Instituto Geográfico Nacional).

El conjunto de datos iniciales está formado por 46.611 tiempos de llegada de la onda *P* directa de 2.949 terremotos regionales registrados en estaciones sísmicas permanentes y temporales (Fig. 1). El periodo de tiempo seleccionado ha sido desde 1960 a mayo de 2007, aunque el 75% de los tiempos de llegada corresponden al periodo 1990-2007. Las distancias epicentrales están comprendidas entre 1.000 y 1.700 km a la estación central (CRT, Fig. 2) de la Red Sísmica

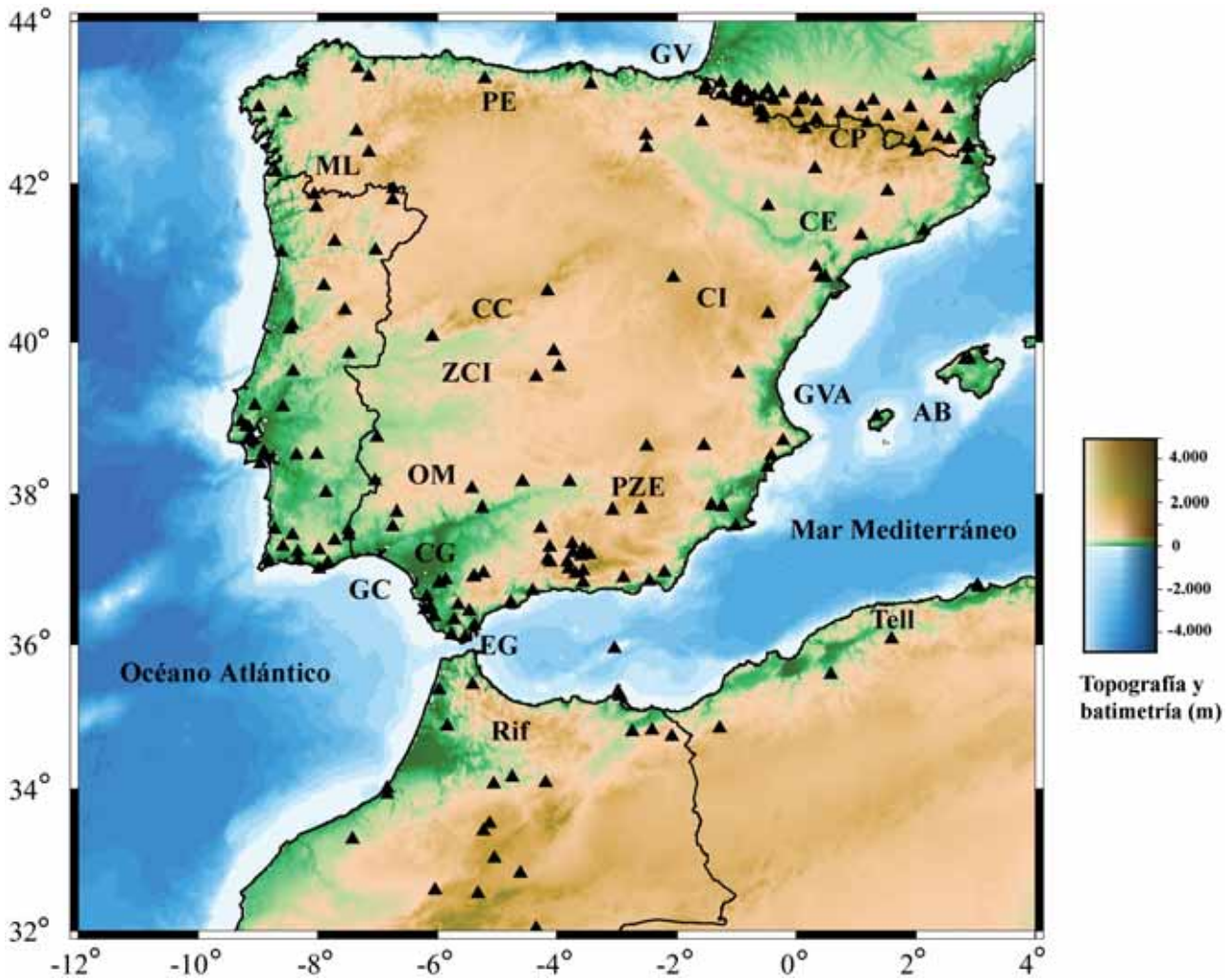


Figura 1.- Estaciones sísmicas utilizadas y situadas dentro del área de estudio. AB: Archipiélago Balear, CC: Cordillera Central, CE: Cuenca del Ebro, CG: Cuenca del Guadalquivir, CI: Cordillera Ibérica, CP: Cordillera Pirenaica, EG: Estrecho de Gibraltar, GC: Golfo de Cádiz, GV: Golfo de Vizcaya, GVA: Golfo de Valencia, ML: Montes de Lugo, OM: Ossa-Morena, PE: Picos de Europa, PZE: Prebético de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y ZCI: Zona Centro-Ibérica.

de Andalucía, y casi el 60% de los tiempos de llegada seleccionados están comprendidos entre 1.000 y 1.300 km de distancia. El conjunto inicial de datos ha estado limitado por la profundidad de los eventos, ya que se han excluido los terremotos más profundos de 30 km. Las llegadas con residuos mayores de 4 s. también fueron eliminadas. Para la inversión se usan eventos con un mínimo de 10 llegadas registradas, y las estaciones son las que registran un mínimo de 10 terremotos. Estos criterios han sido definidos previamente por Hearn *et al.* (1991). El conjunto final de rayos sísmicos utilizados en la inversión se muestra en la figura 2. Se puede observar que la cobertura es muy densa en toda la Península Ibérica y el Archipiélago Balear. Hacia el noroeste peninsular se vislumbra una densidad sensiblemente menor, e igualmente hacia el sur, en la parte septentrional del Golfo de Cádiz, costa norte africana, Estrecho de Gibraltar, Mar de Alborán y Tell. Aún así la densidad de datos es suficientemente alta en la Península Ibérica como para poder asegurar un elevado grado de fiabilidad en los resultados obtenidos.

Los tiempos de viaje de las ondas sísmicas fueron invertidos de manera semejante a la utilizada por Hearn (1996). La superficie del manto se divide en un conjunto bidimensional de celdas y se tiene en cuenta la anisotropía de la velocidad. Entonces los residuos de los tiempos de viaje P_n son descritos, aproximadamente, por la ecuación del tiempo de viaje:

$$t_{ij} = a_i + b_j + \sum d_{ijk} (s_k + A_k \cos 2\phi + B_k \sin 2\phi)$$

donde t_{ij} es el residuo de tiempo de viaje para el rayo, desde el evento j a la estación i ; a_i es la perturbación del desfase (retraso positivo o negativo) estático, que a su vez es el tiempo empleado por la instrumentación para procesar la señal para la estación i ajustada al geode; b_j es la perturbación del desfase estático para el evento j ajustada al geode; d_{ijk} es la distancia recorrida por el rayo ij en la celda k del manto; s_k es la perturbación de la lentitud (o «slowness», inversa de la velocidad) para la celda k ; A_k y B_k son los coeficientes de anisotropía para la celda k , y ϕ es el ángulo acimutal hacia el terremoto

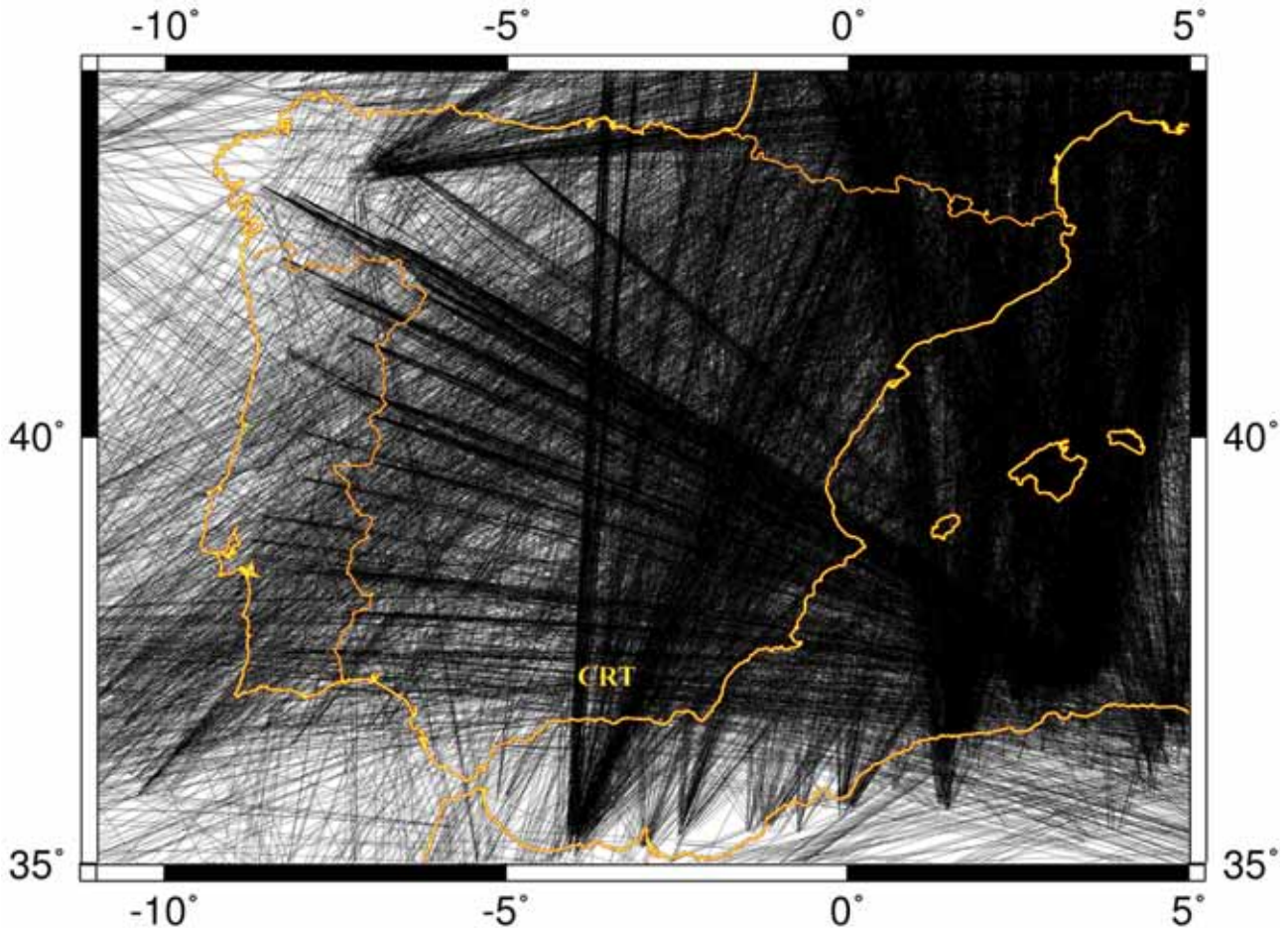


Figura 2.- Trayectorias de los rayos sísmicos para los 46.611 tiempos de viaje utilizados en la inversión. Sólo es dibujada la porción del rayo que atraviesa la región inferior del manto litosférico. CRT: estación central de la Red Sísmica de Andalucía.

(«back azimuth angle»). La magnitud de la anisotropía para la celdilla k viene dada por la expresión $(A_k^2 + B_k^2)^{1/2}$ y la dirección de propagación de la onda más rápida se indica con la expresión: $\frac{1}{2} \arctan(B_k/A_k)$. Las incógnitas de la ecuación anterior son a_i , b_j , s_k , A_k y B_k . Cada rayo se define con una ecuación, por lo que para todos los rayos se define un sistema de ecuaciones lineales. El método tomográfico utilizado es una versión precondicionada del algoritmo LSQR de Paige y Saunders (1982). Para resolver el conjunto de ecuaciones de los tiempos de las trayectorias de los rayos sísmicos, se usa un tamaño de celdilla pequeño y se regulariza la solución con un conjunto de ecuaciones de amortiguamiento («camping») laplacianas (Lees y Crosson, 1989). Se aplican separadamente dos constantes de amortiguamiento, para el desfase temporal desconocido y para los coeficientes de anisotropía. Se escogen un par de constantes de amortiguamiento con objeto de compensar el error y la resolución. Para la correlación entre las variaciones en la velocidad y la anisotropía se han utilizando diferentes combinaciones de los parámetros de amortiguamiento, tanto para la velocidad como para la anisotropía. A partir de nuestros datos, las

características en ambos parámetros son bastante estables y robustas, variando ligeramente para diferentes combinaciones de las constantes de amortiguamiento. Para los resultados del mapa de velocidad, el parámetro de amortiguamiento se ha fijado en 300 para la velocidad y 0 para la anisotropía. Para el mapa de anisotropía el parámetro de amortiguamiento para la velocidad se ha fijado en 0 y para la anisotropía 300. El tamaño de celdilla utilizado ha sido $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. A pesar de las diferentes combinaciones realizadas para obtener resultados en las direcciones de anisotropía, la resolución alcanzada no ha sido muy buena, por lo cual se ha optado por presentar solamente el mapa de la magnitud absoluta de la anisotropía.

Errores y resolución

Las fuentes de error en los resultados obtenidos pueden provenir de la lectura de las fases sísmicas, de las localizaciones de los eventos regionales, y de aquellos errores sistemáticos como los relacionados con la medición del tiempo.

La varianza de la solución se calcula por el método de «bootstrap» (Efron, 1979; Koch, 1992; Hearn and Ni, 1994). Las desviaciones típicas resultantes para las celdas del modelo tomográfico se muestran en la figura 3.

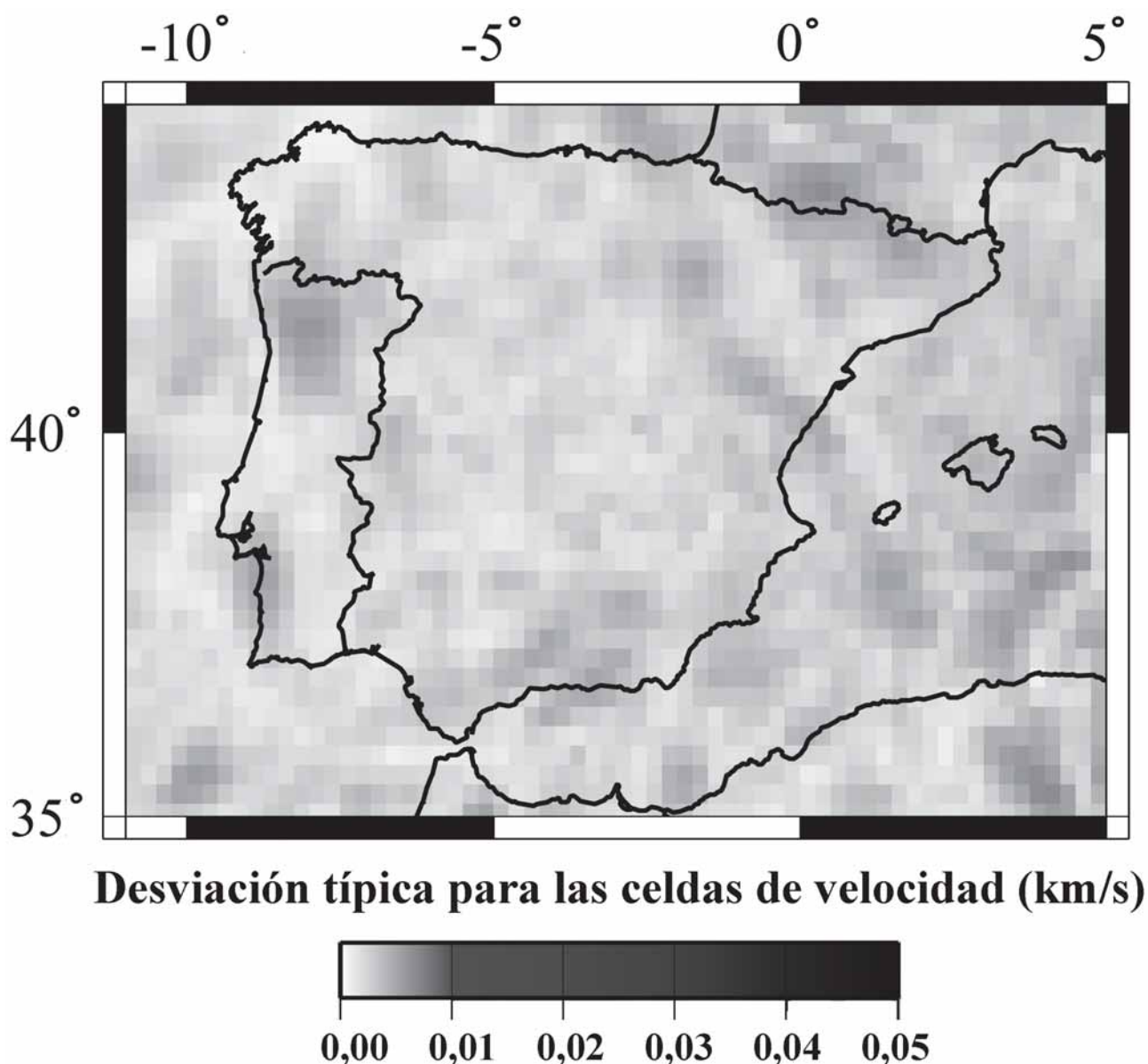


Figura 3.- Desviaciones típicas para las celdas de velocidad del modelo tomográfico

La desviación típica para las perturbaciones de velocidad estimada son casi todas menores a 0,05 km/s., excepto para algunas regiones más alejadas de las estaciones sísmicas, las cuales suelen coincidir con regiones donde la cobertura de los rayos sísmicos es muy baja o preferencial, es decir, en una sola dirección. Las desviaciones típicas de los desfases en la mayoría de las estaciones sísmicas son menores a 0,5 s, aunque alguna de ellas puntualmente puede alcanzar los 1,5 s. Estos valores mayores pueden indicar la presencia de errores sistemáticos en la lectura inicial de las fases sísmicas.

La inversión tomográfica utilizada utiliza 25 iteraciones LSQR, disminuyendo el error RMS de los residuos a 0,76 s. Aún siendo un valor bajo, es probable que su origen sean los errores inherentes a la localización hipocentral. Más iteraciones tienen pocos efectos adicionales ya sea en los resultados de los errores o en las imágenes de velocidad obtenidas.

La estimación de la resolución se ha realizado utilizando los tests de resolución «tableros de ajedrez» («checkerboard»). En estos tests los datos sintéticos son generados utilizando los rayos reales, siendo entonces invertidos utilizando el mismo procedimiento de inversión y parámetros de amortiguamiento que los utilizados en la inversión real. La diferencia entre la ejecución de estos tests y la inversión real, es que mientras que en esta última el objetivo es reconstruir la estructura real de la Tierra, en los tests esta estructura, desconocida de antemano, es sustituida por un modelo sintético en forma de tablero de ajedrez, donde la gama de colores negros corresponde a las velocidades sísmicas positivas, y la gama blanca a las velocidades negativas. Por lo tanto, el objetivo final es que el conjunto inicial de datos sea capaz de reconstruir el modelo sintético simulado, para de esta forma ser capaces de evaluar su capacidad de reconstrucción de la estructura real de la Tierra. En las primeras inversiones el tamaño de los

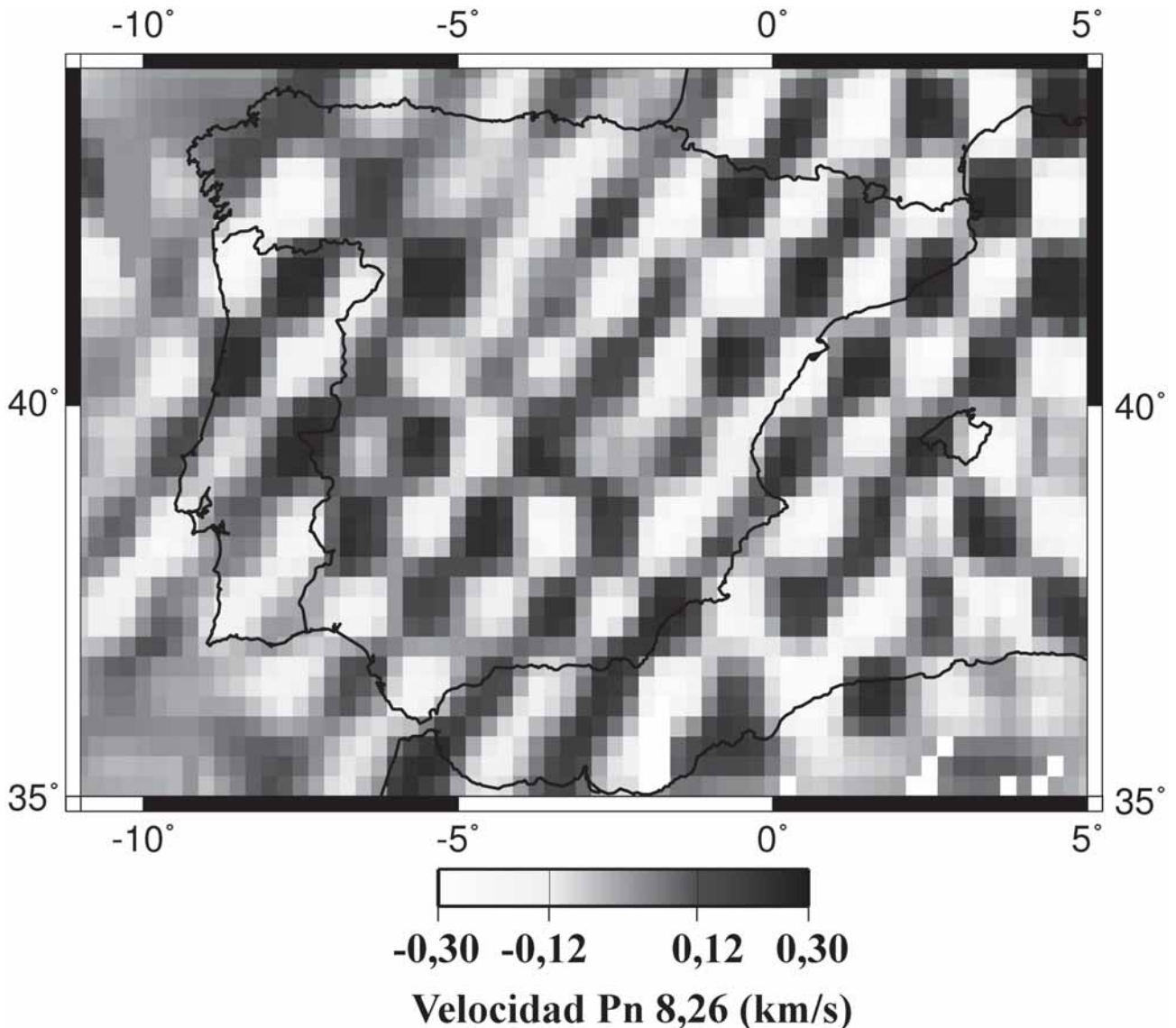


Figura 4.- Modelo de test de resolución «tablero de ajedrez» (*checkerboard*) para un tamaño de cuadrado de $1^\circ \times 1^\circ$. La velocidad 8,26 km/s es el valor medio obtenido para la región inferior del manto litosférico.

cuadrados es mayor (unos 4° aproximadamente), para ir progresivamente disminuyéndolo hasta ser incapaces de dibujar un tablero de ajedrez de cuadrados más pequeños. Este tamaño final del cuadrado fijará el límite de resolución de nuestro modelo. Las figuras 4 y 5 muestran los resultados para tamaños de $1^\circ \times 1^\circ$ y $2^\circ \times 2^\circ$. A los cuadrados se le asignaron velocidades que alternaban entre $+0,3$ km/s y $-0,3$ km/s. Los tiempos de viaje de estos modelos fueron invertidos de la misma manera que el conjunto original de datos. Previamente al cálculo de la inversión se añade a los tiempos de viaje sintéticos un ruido *gaussiano*, con una desviación típica igual a 1,4. Como se puede observar, la estructura de la superficie estudiada es reconstruida casi plenamente, obteniéndose resultados muy sobresalientes en la costa mediterránea y en el centro de la Península Ibérica. Los tests realizados con un tamaño de cuadrado más pequeño, reconstruyen gran parte de la Península Ibérica y región mediterránea, sin embargo para la costa atlántica la reconstrucción no es buena.

Resultados: distribución de las velocidades sísmicas

Las variaciones en la velocidad de la onda *Pn* pueden ser directamente correlacionadas con variaciones térmicas y/o composicionales en el manto superior, originadas por diferentes evoluciones tectónicas. La velocidad media global de la *Pn* en el manto superior es $8,09 \pm 0,20$ km/s (Christensen y Mooney, 1995), y desviaciones en esta velocidad se correlacionan bastante bien con el tiempo transcurrido desde el último evento termo-tectónico (McNamara y Pasyanos, 2002). Por ejemplo, escudos y plataformas continentales estables, que no han sido afectadas por una actividad tectónica reciente, corresponden a regiones frías y estables del manto superior, presentando altas velocidades de la onda *Pn* (8,1-8,4 km/s). Por el contrario los orógenos continentales y «rifts» representan regiones tectónicamente activas, donde pueden ocurrir procesos de extensión, actividad

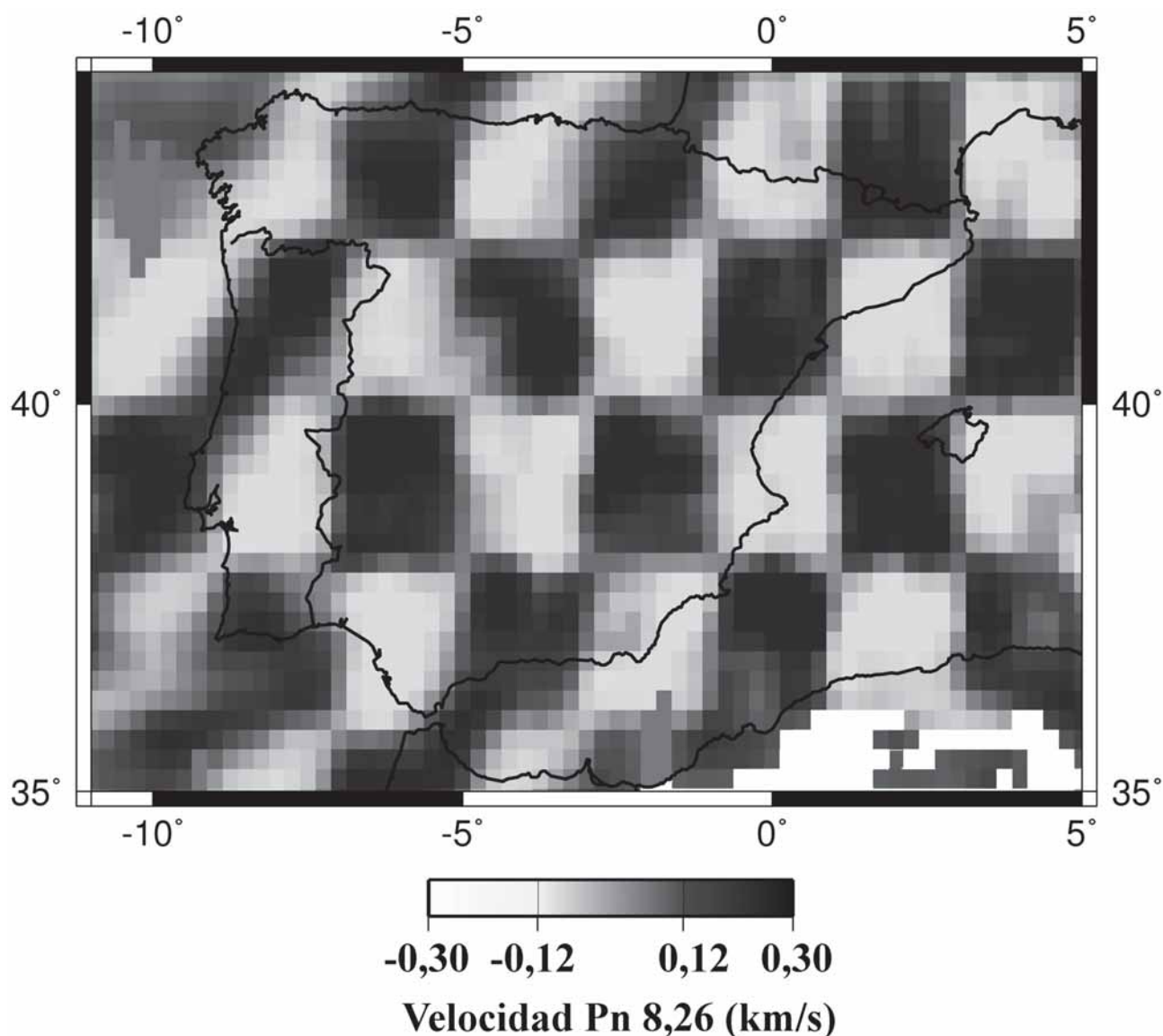


Figura 5.- Modelo de test de resolución «tablero de ajedrez» (*checkerboard*) para un tamaño de cuadrado de 2°x2°.

magmática reciente y posiblemente procesos de fusión parcial (Hearn *et al.*, 2004). Estas regiones presentan las velocidades P_n más bajas (7,9-8,0 km/s).

La velocidad media de la onda P_n calculada para la región inferior del manto litosférico bajo la Península Ibérica y zonas adyacentes es de 8,26 Km/s, variando desde 7,96 Km/s hasta 8,56 Km/s.

Los resultados de la figura 6 muestran altas velocidades de las ondas sísmicas en la zona central de la Península Ibérica, la costa atlántica africana y la costa argelina. Para la Península Ibérica las velocidades positivas vienen a coincidir con la Meseta, esencialmente con parte de las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena del Macizo Hespérico, y las cuencas neógenas de los grandes ríos, como la del Guadalquivir, Ebro, Tajo y parte de la cuenca del Duero. También destacan la costa atlántica y el suroeste de Francia, al norte de la zona pirenaica. Es importante resaltar la presencia de velocidades positivas en la zona del Estrecho de Gibraltar, coincidiendo con el área donde se

ubican las estructuras geológicas que conforman el Arco de Gibraltar. Parte del Prebetico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, presentan los valores más altos de velocidad sísmica de toda el área peninsular.

La mayoría de las zonas de baja velocidad coinciden con los sistemas montañosos más importantes de la Península Ibérica, tanto alpinos como hercínicos, destacando los Pirineos, las Cordilleras Ibérica y Central, y las Cordilleras Béticas. También destacan zonas de menor amplitud geográfica que coinciden con los Montes de Lugo, Picos de Europa y la Cordillera Costero Catalana. Se aprecia claramente que se obtienen zonas de baja velocidad en el Golfo de Vizcaya y una amplia zona del Levante Peninsular, Golfo de Valencia y Archipiélago Balear.

De forma semejante destacan la zona sur-sureste de Galicia y norte de Portugal (zona Centroibérica del Macizo Ibérico); zona costera del Golfo de Vizcaya; y suroeste de Portugal, zona Surportuguesa del Macizo Ibérico.

El mapa de la magnitud de la anisotropía Pn (Fig. 7) muestra variaciones muy importantes en todo el área estudiada. La magnitud de la anisotropía alcanza valores máximos de 0,3 km/s. Para la Península Ibérica los valores más elevados se obtienen en las Cordilleras Béticas, con una dirección de la anomalía máxima NE-SO, en la zona sur-pirenaica y parte de la cuenca del Ebro. Para el resto de la península los valores son inferiores a 0,1 km/s. Para el área mediterránea, el surco de Valencia presenta valores significativamente altos; para la costa norte de Argelia se obtiene una fuerte anomalía que podría superar los 0,3 km/s.

Comparación entre la región superior e inferior del manto litosférico

La distribución espacial de la velocidad de la onda Pn es, en líneas generales, parecida para la región superior como inferior del manto litosférico, pero con diferencias destacables en sus valores absolutos. A partir de la inversión para la región superior se obtiene una media en la velocidad para la mitad septentrional de la Península Ibérica de $8,00 \pm 0,30$ km/s (Serrano *et al.*, 2005), mientras que la inversión para la región inferior obtenida en este estudio es de $8,26 \pm 0,30$ Km/s. Estas diferencias pueden ser debidas a que la zona muestreada en este trabajo es mucho más amplia que en Serrano *et al.* (2005), abarcando todo el norte peninsular. Esto implica que hay un menor número de «trayectorias cortas» frente a una gran cantidad de «trayectorias largas», lo cual puede estar sesgando el resultado final. Aún considerando estos factores, el crecimiento en el valor absoluto de la velocidad es suficientemente elevado como para aceptar que una mayor velocidad sísmica en la región inferior es consistente con un gradiente de velocidad positivo, dentro de todo el manto litosférico.

Comparando los valores obtenidos para la región inferior del manto litosférico (Fig. 6) con los obtenidos para la región superior (Fig. 8) en la mitad meridional de la Península Ibérica (Serrano *et al.* 2005), se aprecia que las regiones más amplias de perturbaciones de velocidad positiva se hacen más evidentes en la región superior, especialmente para el Golfo de Cádiz, parte de la cuenca del Guadalquivir y la Meseta.

Mientras que en los resultados presentados en este trabajo la zona de alta velocidad al sur del Macizo Ibérico alcanza gran parte de la manifestación en superficie de las Cordilleras Béticas, las altas velocidades en la región superior del manto litosférico se extienden hasta el borde sur-oriental de la depresión del Guadalquivir, sin alcanzar las estribaciones de esta cordillera. Destaca también la zona del Arco de Gibraltar, tanto en la zona europea como en la africana, ya que en la región superior las velocidades sísmicas son moderadamente altas (Fig. 8), mientras que en el manto litosférico más profundo se obtiene una de las anomalías negativas más importantes de toda la región estudiada.

Comparando las velocidades sísmicas obtenidas para la región superior e inferior en la mitad septentrional de la Península Ibérica, podemos resaltar las siguientes características:

1. Bajas velocidades en todo el manto litosférico: parte de las Cordilleras Béticas y Archipiélago Balear, zona suroeste de Portugal y costa del Golfo de Cádiz. Son zonas afectadas por una tectónica reciente y activa, sometidas a procesos orogénicos relativamente recientes (Dewey *et al.*, 1989; De Jong, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1992; Zeck, 1996, 1997, 1999 y Maldonado *et al.*, 1992) Estas regiones están caracterizadas por una actividad sísmica muy relevante. El surco de Valencia, cuenca extensional con un adelgazamiento litosférico importante, presenta velocidades moderadamente altas en una pequeña zona central, pero pronunciadas anomalías negativas en una amplia región.
2. Velocidades bajas en la región inferior y algo más elevadas en la superior: zona levantina, entre el norte de la Región Murciana y Valencia, parte de Archipiélago Balear y zona central del Mar de Alborán. En estas regiones, aunque de forma más esporádica, la actividad sísmica es relevante (Vidal, 1986, Udías y Buforn, 1991). En líneas generales vienen a coincidir con las zonas que delimitan el contacto entre las placas tectónicas africana y europea. De acuerdo con Hearn *et al.* (2004) estas características en la distribución de las velocidades pueden estar asociadas a procesos de extensión reciente y/o a la existencia de fundidos parciales que afectan fuertemente a la propagación de las ondas sísmicas, y que pudieran explicarse por un ascenso de material astenosférico que contribuiría al calentamiento y adelgazamiento de la litosfera.
3. Velocidades mayores en la región inferior y menores en la región superior: costa noroccidental marroquí, parte de las Cordilleras Béticas, costa norte argelina y Estrecho de Gibraltar. En estas zonas la actividad sísmica es también muy relevante, sobre todo en la costa argelina (*e.g.*, Cisternas *et al.*, 1982).
4. Velocidades sísmicas altas en todo el manto litosférico: cuenca del Guadalquivir, zonas del interior Peninsular y zona central de Portugal. Estas zonas son las que actualmente presentan menos rasgos de tectónica activa.

Comparando los resultados obtenidos para la magnitud de la anisotropía entre la región inferior y superior del manto litosférico, observamos que para las Cordilleras Béticas las fuertes anomalías se mantienen en todo el manto litosférico, mientras que para el mar de Alborán los elevados valores obtenidos en la región superior no aparecen en la región inferior.

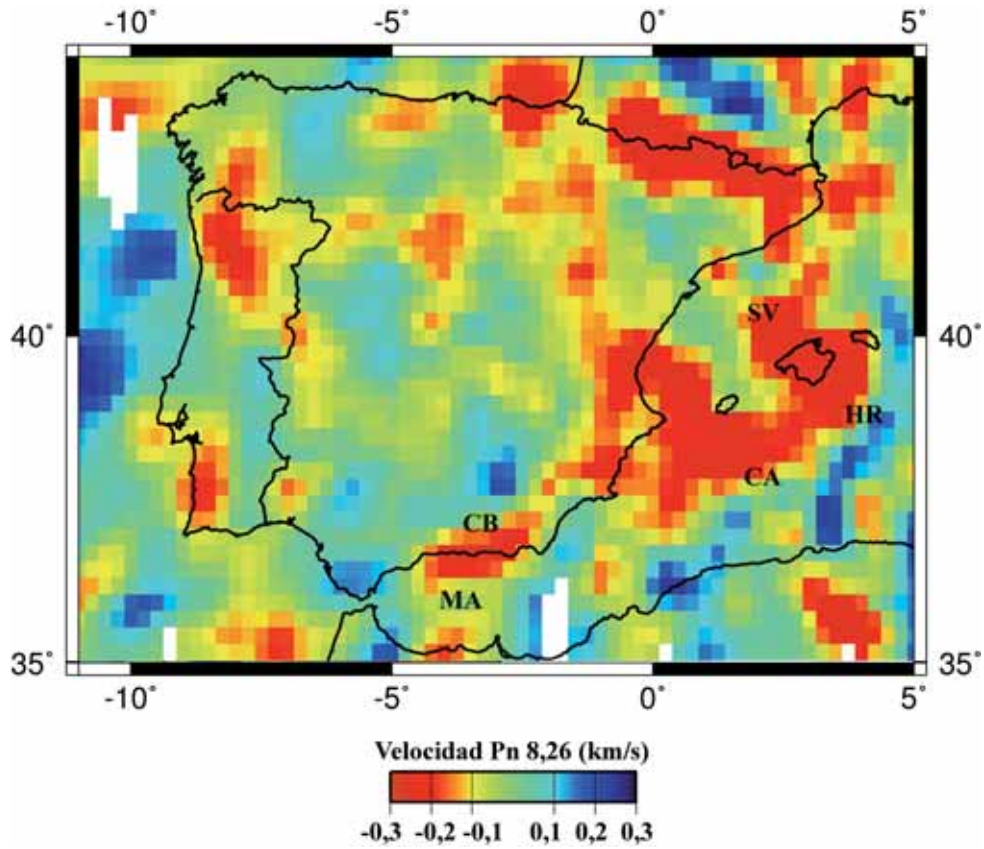


Figura 6.- Velocidad de la onda Pn en la región inferior del manto litosférico. La gama de color azul indica altas velocidades, la gama roja indica bajas velocidades. En relación al valor medio de 8,26 km/s, las perturbaciones de velocidad oscilan desde -0,3 km/s (-3,6%) a 0,3 km/s (3,6%). CA: cuenca argelina, CB: Cordilleras Béticas, HR: «Hannibal ridge», MA: Mar de Alborán y SV: Surco de Valencia.

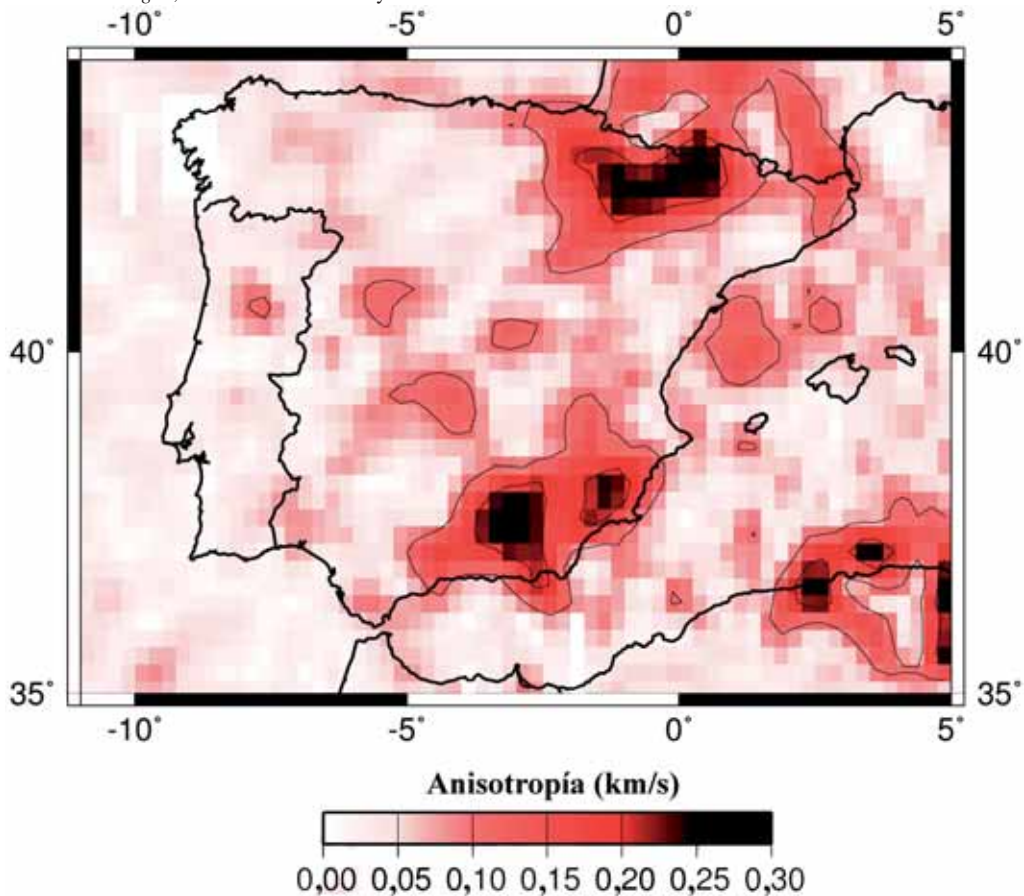


Figura 7.- Magnitud de la anisotropía Pn. La equidistancia de las isolíneas es de 0,1 s.

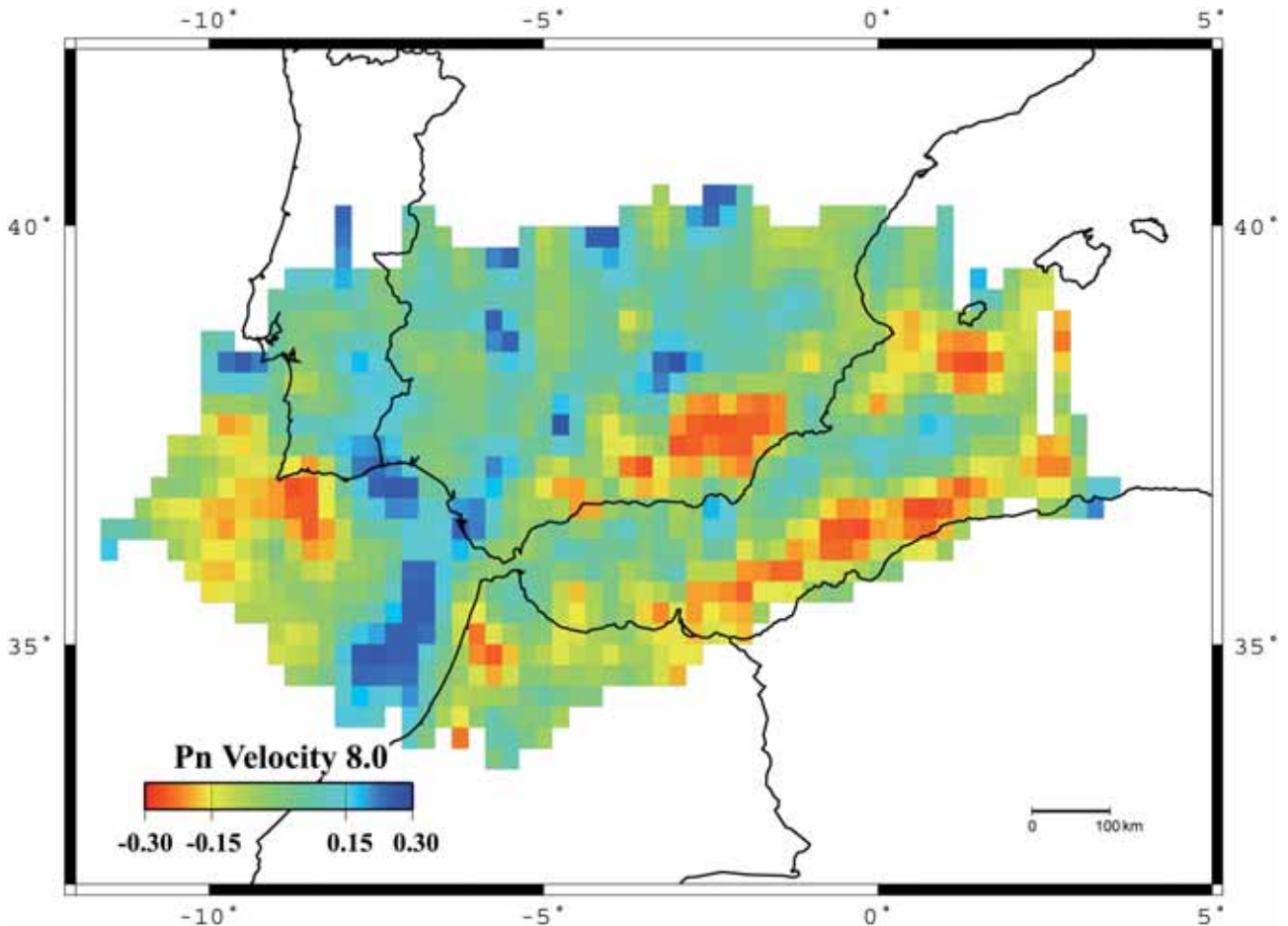


Figura 8.- Resultados de la inversión para la velocidad P_n en la región superior del manto litosférico (tomado de Serrano *et al.*, 2005).

Discusión y conclusiones

El principal objetivo de este estudio ha sido la obtención de la estructura de velocidad sísmica en la región inferior del manto litosférico, bajo la Península Ibérica y zonas adyacentes. La velocidad media de la onda P_n obtenida para la zona estudiada es 8,26 Km/s, variando desde 7,96 Km/s hasta 8,56 Km/s, mientras que los resultados para la región superior son de $8,00 \pm 0,30$ km/s (Serrano *et al.*, 2005), lo cual confirma el gradiente de velocidad positiva en el manto litosférico de la región.

En general la distribución de velocidad de la onda P_n en el área de estudio muestra una buena correlación con sus características tectónicas superficiales. Para una extensa región del centro, este y noroeste peninsular se obtienen altas velocidades sísmicas en gran parte del Macizo Ibérico, como es de esperar en regiones tectónicamente estables y que no han sido reactivadas recientemente.

Presenta igualmente altas velocidades toda la cuenca del Guadalquivir. Es destacable la comparación entre los resultados obtenidos en este estudio con los obtenidos por Serrano *et al.* (2005) en las Cordilleras Béticas. Mientras que en los resultados para la región inferior del manto litosférico la zona de alta velocidad al sur-este del Macizo Ibérico alcanza gran parte de la manifestación en superficie de las Cordilleras Béticas,

sin embargo en los resultados para la región superior del manto, la zona de altas velocidades se extiende exclusivamente hasta el borde sur-oriental de la depresión del Guadalquivir, sin alcanzar las estribaciones de la cordillera. Estos resultados podrían estar indicándonos la continuación hacia el sureste peninsular de un bloque rígido y estable de manto litosférico frío, en regiones más profundas del manto, bajo un sureste peninsular tectónicamente activo y sometido a los procesos de la orogenia alpina, en niveles más superficiales del manto.

Los márgenes septentrional y oriental de la Península Ibérica han estado sometidos a una actividad tectónica reciente, tal como los procesos de «rifting» neógenos del surco de Valencia, la orogenia bética miocena y la extensión neógena de la cuenca de Alborán (*e.g.*, Vegas y Banda, 1982). La manifestación más evidente de esta actividad tectónica es la alta tasa de sismicidad presente en estas regiones. Es de destacar la cuenca de Alborán, donde para el manto más superficial se obtienen velocidades moderadamente altas y el manto litosférico inferior está caracterizado por bajas velocidades. Numerosos estudios desarrollados en las últimas dos décadas presentan un adelgazamiento de la corteza y litosfera bajo la parte central y oriental del mar de Alborán, con un pronunciado engrosamiento hacia el cinturón de las cadenas Béticas y Rif (*e.g.*, Torné *et al.*, 2000).

Nuestros resultados podrían confirmar el adelgazamiento litosférico en la cuenca de Alborán, continuando hacia el archipiélago balear. Las bajas velocidades sísmicas obtenidas en todo el manto litosférico de la cadena alpina, pondrían de manifiesto una estructura bien diferenciada entre la cordillera y la cuenca de Alborán. Esta hipótesis es apoyada por la magnitud de la anisotropía sísmica, donde se pueden observar fuertes anomalías en las Cordilleras Béticas y más débiles en el Rif nor-africano, posiblemente debidas a la más baja resolución en este área, y una ausencia casi absoluta de anisotropía en la región inferior del manto litosférico bajo el mar de Alborán.

Agradecimientos

Este artículo ha sido parcialmente subvencionado por el grupo de investigación RNM 104 de la Junta de Andalucía y por los proyectos CGL2005-04541-C03-01/BTE, CGL 2006-08638 y Topo-Iberia CSD2006-00041. Asimismo agradecer las valiosas aportaciones de los revisores en la mejora de este trabajo.

Referencias

- Blanco, M.J. y Spakman, W. (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., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000): Propagation of regional seismic phases (Lg and Sn) and Pn velocity structure along the Africa-Iberia plate boundary zone: tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 142: 384-408.
- Christensen, N.I. y Mooney, W.D. (1995): Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100: 9761-9788.
- Cisternas, A., Dorel, J. y Gaulong, R. (1982). Models of the complex source of the Asnam earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72: 2245-2266.
- De Jong, K. (1991): *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) - with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area*. PhD thesis, Amsterdam University, 204 p.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989): Kinematics of the Western Mediterranean. En: *Alpine Tectonics* (Coward, M.P., Dietrich, D.M. y Park, R.G.). *Geological Society of London*, Special Publications, 45: 265-283.
- Efron, B. (1979): Bootstrap methods: Another look at the jackknife. *The Annals of Statistics*, 7: 1-26.
- Enderle, U., Tittgemeyer, M., Itzin, M., Prodehl, C. y Fuchs, K. (1997): Scales of structure in the lithosphere-images of processes. *Tectonophysics*, 275: 165-198.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.
- Gurría, E., Mezcua, J. y Blanco, M.J. (1997): Crustal and upper mantle velocity structure of Southern Iberia, the sea of Alboran, and the Gibraltar arc determined by local earthquake tomography. *Annali di Geofisica*, XL: 123-132.
- Hearn, T.M. (1996): Anisotropic Pn tomography in the western United States. *Journal of Geophysical Research*, 101: 8403-8414.
- Hearn, T.M. (1999): Uppermost mantle velocities and anisotropy beneath Europe. *Journal of Geophysical Research*, 104: 15123-15139.
- Hearn, T.M. y Ni, J.F. (1994): Pn velocities beneath continental collision zones: the Turkish-Iranian Plateau. *Geophysical Journal International*, 117: 273-283.
- Hearn, T., Beghoul, N. y Barazangi, M. (1991): Tomography of the western United States from regional arrival times. *Journal of Geophysical Research*, 96: 16369-16381.
- Hearn, T.M., Wang, S., Ni, J.F., Xu, Z., Yu, Y. y Zhang, X. (2004): Uppermost mantle velocities beneath China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, 109: B11301, doi:10.1029/2003JB002874.
- Isaak, D.G., Anderson, O.L. y Cohen, R.E. (1992): The relationship between shear and compressional velocities at high pressures: Reconciliation of seismic tomography and mineral physics, *Geophysical Research Letters*, 19: 741-744.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1992). The Mecina Extensional System - Its relation with the Post-Aquitania piggyback basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters*, 12: 96-103.
- Karato, S. y Karki, B.B. (2001): Origin of lateral variation of seismic wave velocities and density in the deep mantle, *Journal of Geophysical Research*, 106: 21.771– 21.783.
- Koch, G. (1992): The BOOTSTRAP initiative: reported benefits for the industry. En: *BOOTSTRAP Consortium, Proceedings of the Esprit BOOTSTRAP Conference on Lean Software Development*, October 3, Stuttgart, Germany, 22-23.
- Lees, J. M. y Crosson, R.S. (1989): Tomographic inversion for 3-dimensional velocity structure at Mount St-Helens using earthquake data. *Journal of Geophysical Research*, 94: 5716-5728.
- Lyubetskaya, T. y Korenaga, J. (2007): Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 2. Implications for global geodynamics. *Journal of Geophysical Research*, 112: B03212, doi:10.1029/2005JB004224, 2007.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992): Alboran Sea late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, 12: 179-186.
- McNamara, D.E. y Pasyanos, M.E. (2002): Seismological evidence for a sub-volcanic arc mantle wedge beneath the Denali volcanic gap, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 29: 1814, doi:10.1029/2001GL014088.
- Menke, W.H. y Richards, P.G. (1983): The horizontal propagation of P-waves through scattering media: analog model studies relevant to long-range Pn propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73: 125–142.
- Nagumo, S., Ouchi, T., Kasahara, J., Koresawa, S., Tomoda, Y., Kobayashi, K., Furumoto, A. S., Odegard, M.E., Sutton, G.H. (1981): Sub-Moho seismic profile in the Mariana Basin - Ocean bottom seismograph long-range explosion experiment. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 93-102. doi: 10.1016/0012-821X(81)90030-3.
- Paige, C.C. y Saunders, M.A. (1982): Algorithm 583. LSQR: Sparse linear-equations and least-squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8: 195-209.

- Plomerová, J., Payo, G. y Babuska, V. (1993): Teleseismic P-residual study in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221: 1-12.
- Ryberg, T., Fuchs, A., Egorkin, V. y Solodilov, L. (1995): Observation of high-frequency teleseismic Pn waves on the long-range Quartz profile across northern Eurasia. *Journal of Geophysical Research*, 100: 18.151-18.163.
- Serrano, I., Hearn, T.M., Morales, J. y Torcal, F. (2005): Seismic anisotropy and velocity structure beneath the southern half of the Iberian Peninsula. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150: 317-330. doi:10.1016/j.pepi.2004.12.003.
- Spakman, W. (1990): Images of the upper mantle of central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, 2 (6): 542-553. doi:10.1111/j.1365-3121.1990.tb00119.x.
- Stacey, F. D. (1998): Thermoelasticity of a mineral composite and a reconsideration of lower mantle properties. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 106: 219–236.
- Tittgemeyer, M., Wenzel, F., Fuchs, K., y Ryberg, T. (1996), Wave propagation in a multiple scattering upper mantle-Observation and modelling. *Geophysical Journal International*, 127: 492–502.
- Torné, M., Fernández, M., Comas, M.C. y Soto, J.I. (2000): Lithospheric structure beneath the Alboran basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *Journal of Geophysical Research*, 105: 3209-3228.
- Udías, A. y Bufo, E. (1991): Regional stresses along the Eurasia-Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *Pageoph*, 136: 433-448.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4: 320-343.
- Vidal, F. (1986): *Sismotectónica de la region Béticas-Mar de Alborán*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 450 p.
- Wortel, M.J.R. y Spakman, W. (2000): Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian Region. *Science*, 290: 1.910-1.917.
- Zeck, H.P. (1996): Betic–Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254: 1-16.
- 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: *Mediterranean basins: tertiary extension within the Alpine orogen* (Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. y Seranne, M., Eds.). *Geological Society of London*, Special Publications, 156: 109-120.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I. M. y Hansen, B. T. (1992): Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras southern Spain. *Geology*, 20: 79-82.

Manuscrito recibido el 8 de octubre de 2007

Aceptado el manuscrito revisado el 4 de febrero de 2008