

Estructura de la litosfera en el margen ibérico-mediterráneo

Maria Dolors Martínez

Departamento de Física Aplicada (ETSAB)
UPC, Avenida Diagonal, 649
08028 Barcelona, España
Tel.: 34-93-401 63 78, Fax: 34-93-401 60 90
e-mail:dolors.martinez@fa.etsab.upc.es

Josep A. Canas

Instituto Geográfico Nacional
Gral Ibáñez de Ibero, 3
28003 Madrid, España
Tel.: 34-91-597 94 10, Fax: 34-91-597 97 53
e-mail: jakanas@mfom.es

Xavier Lana

Departamento de Física e Ingeniería Nuclear (ETSEIB)
UPC, Avenida Diagonal, 647
08028 Barcelona, España
Tel.: 34-93-401 65 68, Fax: 34-93-401 66 00
e-mail: francisco.javier.lana@upc.es

Lluís Pujades

Departamento de Ingeniería del Terreno (ETSECCPB)
UPC, Gran Capitán, s/n
08034 Barcelona, España
Tel.: 34-93-401 72 58, Fax: 34-93-401 65 04
e-mail: lluis.pujades@upc.es

Resumen

El objetivo de este estudio es la modelización de las variaciones laterales de la estructura elástica-anelástica de la litosfera en el margen mediterráneo de la península Ibérica. Este trabajo se inscribe en el marco de un exhaustivo estudio tomográfico del sistema litosfera-astenosfera en la cuenca del mar Mediterráneo, basado en las propiedades dispersivas y atenuativas de las ondas de Rayleigh. La base de datos para el estudio de la estructura elástica consiste en un elevado número de trenes de ondas de Rayleigh generados por sismos regionales, que han sido registrados en estaciones *very-broad-band* participantes en el proyecto MEDNET e instaladas en algunos países mediterráneos. Las señales sísmicas han sido analizadas mediante las técnicas del filtrado múltiple y del filtrado variable en el tiempo, con el objeto de determinar las respectivas curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental. A partir de estos valores aparentes, y haciendo uso de la formulación de Yanovskaya, se han obtenido las curvas de dispersión locales de la velocidad de grupo en las diferentes celdas de la malla en que se ha discretizado el dominio mediterráneo. La inversión estocástica de estas curvas de dispersión locales permite deducir los respectivos modelos 1D de la velocidad de cizalla, cuya interpolación conduce, de manera inmediata, a la elaboración de un modelo 3D de la estructura elástica de la litosfera. Los resultados obtenidos indican, básicamente, la presencia de anomalías positivas de la velocidad de cizalla en el Mediterráneo occidental, respecto del promedio hallado para toda la zona, en los primeros 45 km. Las velocidades son mayores en el mar y decrecen suavemente hacia las costas españolas y de manera bastante más marcada hacia las costas africanas. En este rango de profundidades, el margen mediterráneo de la península Ibérica presenta velocidades de cizalla ligeramente más altas en la zona de Levante, decreciendo hacia el norte y hacia el sur. En los niveles más profundos, las velocidades de cizalla más elevadas tienden a desplazarse hacia el norte, a las costas catalanas. En líneas generales, estos resultados están en concordancia con las características que muestran los modelos elásticos regionales deducidos para las áreas mediterráneas de la península Ibérica, a partir del análisis de la dispersión de velocidades de grupo y de fase de las ondas de Rayleigh. El estudio de la estructura elástica se ha completado con una primera aproximación a las características atenuativas del sector occidental del

Mediterráneo, a partir de las curvas de atenuación aparente, determinadas mediante el método de las dos estaciones, para un elevado número de trenes de ondas de Rayleigh generados por telesismos. La inversión estocástica de los coeficientes de atenuación aparente proporciona modelos 1D de fricción interna para el medio entre cada par de estaciones. Estos modelos son analizados en comparación con las características atenuativas obtenidas para todo el Mediterráneo y para la parte oriental de la península Ibérica.

LITHOSPHERIC STRUCTURE BENEATH THE IBERIAN-MEDITERRANEAN EDGE

Summary

The main purpose of this study is the modelling of the lateral changes in the elastic-anelastic structure of the lithosphere in the Mediterranean edge of the Iberian Peninsula. This work fits into an exhaustive tomographic study of the lithosphere-asthenosphere system in the Mediterranean basin, from the viewpoint of the dispersive and attenuative properties of the Rayleigh waves. The database for the study of the elastic structure consists of a large number of Rayleigh wavetrains corresponding to regional earthquakes that have been recorded in several very-broad-band stations located in some Mediterranean countries under the MEDNET project. The multiple filter technique and the time-variable filtering have been applied to the seismograms with the aim of determining the path-averaged group velocity dispersion curves. From these averaged velocities, and making use of Yanovskaya's formulation, we have computed the local group velocity dispersion curves for the different cells of a grid in which the Mediterranean domain has been divided. The stochastic inversion of these local dispersion curves permits to deduce the respective 1D shear-wave velocity models, the interpolation of which leads to obtain a 3D model of the elastic structure of the lithosphere. The results indicate the existence of positive shear-velocity anomalies in the western Mediterranean, which respect to the averaged values obtained for the whole Mediterranean basin, down to 45 km depth. Higher shear-velocities are detected in the sea, slightly decreasing towards the Spanish coast and more significantly towards the African coast. Within this depth range, the Mediterranean edge of the Iberian Peninsula shows higher shear-velocities along the coast of Levante, which decrease towards the north and the south. At deeper levels, the high velocities shift to the north, towards the coast of Catalonia. All these results are in agreement with the main features of the regional elastic models deduced for the Mediterranean areas for the Iberian Peninsula, derived from the analysis of the dispersion of Rayleigh wave group and phase velocities. The study of the elastic structure has been completed with an approach to the attenuative characteristics of the western Mediterranean, on the basis of the path-averaged attenuation curves, determined by means of the two-station method, for a high number of teleseismic Rayleigh wavetrains. 1D internal friction models are derived from the stochastic inversion of path-averaged attenuation coefficients. These models are analyzed by comparison with the attenuative characteristics deduced for the Mediterranean and the eastern part of the Iberian Peninsula.

INTRODUCCIÓN

Las ondas superficiales son un tipo de ondas sísmicas que se propagan paralelamente a la superficie de un medio. Las ondas de Love son vibraciones transversales (interferencia de ondas S_H) y las ondas de Rayleigh son movimientos elípticos en sentido retrógrado (interferencia de ondas P y S_V). La amplitud de las ondas superficiales, que es máxima en la superficie libre, disminuye con la profundidad. La atenuación de la amplitud es tanto menor cuanto mayor sea el periodo, de modo que las ondas de alta frecuencia quedan confinadas cerca de la superficie, mientras que las de largo periodo penetran a mayor profundidad antes de perder amplitud. Por este motivo, si las propiedades elásticas del medio varían con la profundidad, aparece el fenómeno de la dispersión: las ondas de diferente frecuencia viajan a distintas velocidades. Las propiedades de las ondas superficiales las convierten en una valiosa fuente de información sobre la estructura de la Tierra.

En efecto, el análisis de la dispersión de las velocidades de fase y de grupo de las ondas superficiales y de sus características de atenuación ha sido ampliamente utilizado en estudios estructurales de la península Ibérica, tanto en relación a su estructura elástica¹⁻⁵ como

anelástica⁶⁻⁸, que han hecho posible un conocimiento profundo y detallado de esta zona. También la cuenca del mar Mediterráneo ha sido objeto de diversos estudios basados en las propiedades de las ondas superficiales⁹⁻¹⁴, aunque por el momento, el conocimiento de las características estructurales del área mediterránea, sobre todo, las anelásticas, no es seguramente tan pormenorizado como en el caso de la península Ibérica. El presente trabajo tiene como objetivo principal la modelización de las variaciones laterales de la estructura de la litosfera en el margen mediterráneo de la península Ibérica y se inscribe en el marco de un completo y detallado estudio tomográfico del sistema litosfera-astenosfera de la cuenca del mar Mediterráneo, basado en las propiedades dispersivas y atenuativas de las ondas de Rayleigh¹⁵.

La estructura elástica se va a estudiar a partir de la dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh que se han propagado a través del mar Mediterráneo, considerando para ello sismos regionales cuyo epicentro se halla en la propia área mediterránea y que han sido registrados en estaciones *very-broad-band* instaladas en países mediterráneos. Las señales sísmicas han sido analizadas con la ayuda de diversas técnicas de filtrado, con el propósito de determinar las velocidades de grupo aparente, para los diferentes periodos de interés. A partir de ellas, y mediante la formulación de Yanovskaya¹⁶, se calculan los valores locales de la velocidad de grupo en las diferentes celdas de una malla en que se dividirá el dominio mediterráneo. La inversión estocástica de las curvas de dispersión locales permitirá deducir los respectivos modelos 1D de la velocidad de cizalla, cuya interpolación conduce, de manera inmediata, a la elaboración de un modelo 3D de la estructura elástica de la cuenca mediterránea. La estructura anelástica se investiga a partir de las curvas de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, determinadas mediante el método de las dos estaciones. La base de datos consiste en un elevado número de telesismos registrados también en estaciones instaladas en el área mediterránea. El cubrimiento que se obtiene del método de las dos estaciones no es tan denso como el proporcionado por los sismos regionales, por lo que ha parecido desaconsejable el cálculo de valores locales de los coeficientes de atenuación. En consecuencia, el estudio de la estructura anelástica se basará en los modelos promediados de fricción interna deducidos para el medio entre cada par de estaciones considerado. El análisis de los resultados obtenidos para el Mediterráneo occidental y su comparación con las estructuras litosféricas deducidas, en anteriores estudios, para las zonas de la península Ibérica próximas al litoral mediterráneo permitirán observar cómo evoluciona la litosfera en este margen continental.

PROCESADO DE LOS DATOS

El tratamiento de las señales sísmicas consiste en la aplicación de diversas técnicas digitales de filtrado, el filtrado múltiple y el filtrado variable en el tiempo, a la componente vertical de cada tren de ondas Rayleigh, con el propósito de separar el modo fundamental y de determinar los correspondientes coeficientes de atenuación anelástica y las velocidades de grupo aparentes para los diversos periodos de interés. El preprocesado de la señal sísmica, previo a la aplicación de las técnicas de filtrado, incluye la corrección por una posible deriva lineal del registro y por la expansión geométrica del frente de ondas, así como la corrección instrumental, al objeto de recuperar el verdadero movimiento del suelo, reducido a una distancia de referencia común para todos los registros.

Filtrado múltiple

La técnica de filtrado múltiple^{17,18} (MFT) constituye un método rápido y eficaz para el análisis de señales dispersadas multimodales, puesto que permite discriminar los diferentes modos de vibración y determinar sus amplitudes y fases espectrales, en función del periodo

y de la velocidad de grupo. Para ello basta con la aplicación repetida, al espectro de la señal, de un filtro pasabanda estrecho de tipo gaussiano

$$H(\omega_0, \omega) = \begin{cases} \exp \left[\frac{-\alpha(\omega - \omega_0)^2}{\omega_0^2} \right], & |\omega - \omega_0| \leq \omega_c \\ 0, & |\omega - \omega_0| > \omega_c \end{cases} \quad (1)$$

centrado en cada una de las frecuencias ω_0 que se desee analizar. El parámetro α define la anchura de banda del filtro y la frecuencia de corte ω_c determina los tramos de baja amplitud del filtro que, a efectos de cálculo, conviene trincar. El tiempo para el cual la envolvente de la señal filtrada alcanza un máximo corresponde al tiempo de llegada del máximo de energía, o tiempo de grupo, de un modo de vibración, en la vecindad de la frecuencia ω_0 , lo cual constituye el fundamento de la aplicación de la MFT¹⁷. La identificación de los diversos máximos relativos de la amplitud conduce pues a la obtención de los tiempos (o velocidades) de grupo, en función de la frecuencia, para los diferentes modos de vibración presentes en la señal. En el rango de periodos de interés, entre 1 y 100 s, el modo fundamental suele estar asociado con la máxima amplitud espectral. Una determinación esmerada de las velocidades de grupo y de las amplitudes espectrales requiere que los máximos de las envolventes estén bien separados en el tiempo, esto es, que dos o más modos individuales no lleguen tan juntos que sus contribuciones a la señal filtrada interfieran. Éste es el motivo de que, para periodos cortos (inferiores a 6 s), en que los distintos modos están poco separados en el tiempo, la MFT no suela ofrecer buenos resultados.

Filtrado variable en el tiempo

El filtrado variable en el tiempo¹⁹ (TVF) permite extraer un determinado modo de vibración de una señal, a partir de los valores correspondientes de los tiempos de grupo para cada frecuencia $t_g(\omega)$, obtenidos mediante la MFT. El TVF consiste, de hecho, en sintetizar el modo de que se trate, confinando la interferencia de los armónicos que componen la señal sísmica a la vecindad de los tiempos de grupo, despreciando así, fuera de este entorno, la contribución de estos armónicos al modo que se desea aislar. De esta manera, la aplicación del TVF elimina las interferencias debidas a otros modos y al ruido de fondo, mejorando el aislamiento respecto del que se consigue mediante la sola aplicación de la MFT. Un filtro adecuado para señales cuyo espectro no presente demasiados picos, como suele ser el caso del modo fundamental, es una ventana de Tukey²⁰, dada por

$$w(t, \omega) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 + \cos \frac{\pi(t - t_g(\omega))}{t_w} \right], & |t - t_g(\omega)| \leq t_w \\ 0, & |t - t_g(\omega)| > t_w \end{cases} \quad (2)$$

donde t_w mide la anchura de la ventana, esto es, el entorno del tiempo de grupo que se desea como dominio de transmisión. Un valor de cuatro o cinco veces el periodo es adecuado para proporcionar una correcta estimación espectral²⁰.

Determinación de las velocidades de grupo aparentes

Las velocidades de grupo aparentes del modo fundamental de las ondas de Rayleigh se han determinado mediante la aplicación secuencial de estas dos técnicas de filtrado. En primer lugar, se ha hecho uso de la MFT para obtener los tiempos de grupo del modo fundamental para los distintos periodos analizados. Estos tiempos de grupo son utilizados, a continuación, para sintetizar el modo fundamental mediante el TVF. Una vez realizado el TVF, la MFT es aplicada de nuevo, ahora a la señal filtrada, con propósito de determinar, finalmente, la curva de dispersión de la velocidad de grupo correspondiente al modo considerado. Aunque las correcciones a las velocidades de grupo empíricas determinadas sólo mediante la MFT

suelen ser poco significativas, el aspecto realmente relevante de este procedimiento es que la aplicación del TVF mejora el aislamiento del modo de que se trate, en nuestro caso, el fundamental, eliminando las interferencias debidas a los modos superiores y al ruido de fondo, lo que permite a menudo extender los análisis a un rango más amplio de periodos^{14,21}, obteniendo así más información de la señal sísmica. Recordemos que ello es especialmente importante a periodos cortos, para los cuales la sola aplicación de la MFT no suele ofrecer buenos resultados.

Determinación de los coeficientes de atenuación aparente

Los coeficientes de atenuación aparente se determinan mediante el método de las dos estaciones, que consiste en relacionar las amplitudes espectrales de las señales sísmicas registradas en dos estaciones para el mismo evento. Con el fin de evitar la introducción de errores notables, debido a la dependencia azimutal del modelo radiativo, que produce grandes diferencias en la amplitud de las ondas que emergen del foco en distintas direcciones, el método de las dos estaciones se aplica a sismos cuyo epicentro esté, muy aproximadamente, sobre el círculo máximo definido por el par de estaciones. Un valor adecuado para la diferencia máxima entre los azimuts de ambas trayectorias sísmicas³ es de 3°. Las respectivas amplitudes espectrales del modo fundamental se obtienen de la aplicación de la MFT a las dos señales sísmicas, ya corregidas de la respuesta instrumental y por la expansión geométrica del frente de ondas. Los valores del coeficiente de atenuación (γ) para cada frecuencia (ω), vienen dados por la expresión²²

$$\gamma(\omega) = \frac{\ln \frac{A_1(\omega, r_1)}{A_2(\omega, r_2)}}{r_2 - r_1} \quad (3)$$

donde A denota las amplitudes espectrales, r las distancias epicentrales y el subíndice 2 hace referencia a la estación más alejada del epicentro.

METODOLOGÍA

Cálculo de las velocidades de grupo locales

El cálculo de los valores locales de la velocidad de grupo, para distintos periodos de referencia, a partir de los valores aparentes medidos a lo largo de las trayectorias, ha sido realizado mediante la metodología desarrollada por Yanovskaya¹⁶, que se basa en la aproximación de Backus-Gilbert^{23,24} para la inversión linealizada de tiempos de propagación. En una región de reducidas dimensiones, como es la mediterránea¹⁴, este procedimiento sería preferible a un desarrollo del inverso de la velocidad de grupo en términos de armónicos esféricos²⁵, más apropiado para estudios a escala global o, cuando menos, referidos a zonas de notable extensión²⁶, puesto que el efecto de los fenómenos de Gibbs²⁷ en las proximidades de la frontera del dominio puede distorsionar por completo los mapas de velocidad deducidos. El método de Yanovskaya lleva a obtener una función continua que representa la distribución de la velocidad en el área atravesada por las trayectorias sísmicas. La evaluación de esta función en los nudos de una densa malla rectangular permite obtener mapas de isolíneas de la velocidad de grupo para cada periodo, simplemente aplicando alguna técnica de interpolación. Un aspecto especialmente relevante de la formulación de Yanovskaya es la introducción del concepto de poder de resolución, que establece la mínima distancia requerida entre los puntos del dominio para que los respectivos valores de la velocidad estén bien resueltos. Es ésta una cuestión de importancia capital en un estudio tomográfico, puesto que el poder de resolución determina el entorno en el cual cada curva de dispersión

local caracteriza las propiedades elásticas del medio, proporcionando pues en este sentido un criterio para elegir un tamaño de malla adecuado para discretizar el dominio estudiado.

Inversión estocástica

La inversión de las velocidades de grupo locales y de los coeficientes de atenuación aparente tiene como finalidad deducir los modelos que describen la variación, en profundidad, de la velocidad de cizalla y de la fricción interna, respectivamente. Para ello, y en el marco de la teoría de inversión generalizada²⁸, se aplicará el algoritmo de inversión estocástica²⁹. Sea \mathbf{d} un vector en el espacio de datos y \mathbf{m} un vector en el espacio de modelos. Asumiendo que el modelo es lineal en los parámetros (o linealizabile), la relación entre \mathbf{d} y \mathbf{m} puede expresarse en forma matricial como

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} + \mathbf{n} \quad (4)$$

donde \mathbf{G} es la matriz que representa la dependencia entre los parámetros y las observaciones y \mathbf{n} es el vector de errores, inherentes a las medidas experimentales. Asumiendo que \mathbf{m} y \mathbf{n} son variables estocásticas no correlacionadas y buscando un mínimo de la suma de cuadrados de los errores, una buena aproximación a la inversa generalizada viene dada por el operador inverso estocástico²⁹

$$\mathbf{L}_0 = \mathbf{G}^T(\mathbf{G}\mathbf{G}^T + \lambda^2\mathbf{I})^{-1} \quad (5)$$

donde \mathbf{I} es la identidad y λ^2 el denominado coeficiente de amortiguamiento. Observemos que la inversión estocástica consiste, de hecho, en modificar levemente el problema original, puesto que la diagonal de $\mathbf{G}\mathbf{G}^T$ es perturbada en una pequeña cantidad λ^2 , al objeto de evitar una inversa singular³⁰ y así intentar soslayar la inestabilidad inherente a la inversión. La inversa estocástica retarda el proceso de inversión, pero reduce el error en la solución y la estabiliza. La solución al problema de inversión se obtiene a partir de un cálculo iterativo hasta que las discrepancias entre valores teóricos y empíricos se reducen a un mínimo adecuado. En cada iteración, los parámetros del modelo \mathbf{m} vienen dados por

$$\mathbf{m} = \mathbf{L}_0\mathbf{d} \quad (6)$$

La matriz de resolución $\mathbf{L}_0\mathbf{G}$ relaciona el conjunto de todas las posibles soluciones \mathbf{m}^* con el modelo real \mathbf{m}

$$\mathbf{m}^* = \mathbf{L}_0\mathbf{G}\mathbf{m} \quad (7)$$

proporcionando así una medida del grado de acuerdo entre ellos. Como la matriz de resolución no es nunca la identidad, lo que se obtiene es una solución suavizada, en el sentido de que cada parámetro es una media ponderada de los parámetros que definen el modelo real (desconocido). El suavizado de la solución es consecuencia de la existencia de elementos no nulos fuera de la diagonal principal de la matriz de resolución. Cuanto más amplia sea la banda de valores significativos a ambos lados de la diagonal, mayor será la diferencia entre el modelo real y el calculado, esto es, peor será la resolución del modelo deducido por inversión. Por otra parte, la matriz de covarianza de los parámetros del modelo es

$$\mathbf{C} = \mathbf{L}_0\mathbf{L}_0^T \quad (8)$$

y la varianza de los parámetros se obtiene multiplicando la matriz \mathbf{C} por la varianza de los datos.

Inversión de las velocidades de grupo

Para la inversión de las velocidades de grupo, la estructura de la Tierra es modelada por un número finito N de capas homogéneas sobre un semiespacio. Cada capa viene caracterizada por las velocidades de las ondas compresionales α y de cizalla β , la densidad ρ y el espesor h . El número de parámetros independientes del modelo puede verse reducido haciendo uso de la relación entre α y β , a través del coeficiente de Poisson σ

$$\alpha^2 = \frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}\beta^2 \quad (9)$$

y tomando valores usuales para la densidad. Este procedimiento habitual está justificado, pues las ondas de Rayleigh son más sensibles a los cambios en β que a los de otros parámetros estructurales³¹. El modelo estará entonces descrito por los espesores de las capas y por sus velocidades de cizalla. Dado que las pequeñas variaciones en ambos parámetros no son, en la práctica, independientes, en el proceso de inversión se mantendrán constantes los espesores de las capas. Asumiremos que los pequeños cambios en la velocidad de cizalla de las capas del modelo $\delta\beta_i$ guardan una relación aproximadamente lineal con las fluctuaciones de las velocidades de grupo del modo fundamental δU_j para cada uno de los M periodos analizados.

$$\delta U_j = \sum_{i=1}^N \frac{\partial U_j}{\partial \beta_i} \delta \beta_i \quad (j = 1, \dots, M) \quad (10)$$

Por comparación con la ecuación (4) se tiene que las componentes del vector \mathbf{d} son las diferencias entre las velocidades de grupo teórica y observada δU_j ; las componentes de \mathbf{m} (desconocidas) son las pequeñas variaciones en las velocidades de cizalla de las capas del modelo $\delta\beta_i$ y \mathbf{G} es la matriz jacobiana cuyos elementos son las derivadas parciales de las velocidades de grupo respecto de las velocidades de cizalla. El vector \mathbf{n} incluye los errores experimentales y los debidos a la linealización. La ecuación (10) será sólo válida, por supuesto, como aproximación de primer orden.

La resolución del problema inverso requiere poder calcular las velocidades de grupo teóricas, a partir de un modelo estructural, y las derivadas parciales de las velocidades de grupo respecto a las velocidades de cizalla. Para ello, recordemos que las ecuaciones del movimiento de las ondas de Rayleigh pueden formularse en términos de las funciones propias de los desplazamientos y de los esfuerzos³². Existen diversas técnicas de resolución de este problema de valores y vectores propios, como el método matricial de Thomson³³ - Haskell³⁴, que permite deducir la ecuación de dispersión para las ondas de Rayleigh, de cuya solución se obtendrá la velocidad de fase c_R para los periodos y modos de interés³⁵. Mediante la aplicación de técnicas variacionales³⁵ es posible llegar a obtener expresiones operativas de la velocidad de grupo y de las derivadas parciales de la velocidad de grupo respecto de las velocidades de cizalla de las diferentes capas del modelo, en términos de las llamadas integrales de energía. Para ello, se parte de la ecuación del lagrangiano L para un sólido elástico lineal³²

$$L = T - V \quad (11)$$

donde T es la energía cinética y V la energía elástica. Se considera un medio isótropo y verticalmente inhomogéneo y se introducen las expresiones de las densidades de energía instantánea (cinética y elástica). Teniendo en cuenta las condiciones de contorno de los desplazamientos y de los esfuerzos y las condiciones de continuidad de los esfuerzos e

integrando para un periodo y todas las capas del modelo, se obtiene, para las ondas de Rayleigh, la expresión

$$L = \omega^2 I_0 - k^2 I_1 - 2k I_2 - I_3 \quad (12)$$

donde ω es la frecuencia angular, k el número de onda y las integrales de energía son

$$I_0 = \int_0^\infty \rho [r_1^2 + r_2^2] dz \quad (13)$$

$$I_1 = \int_0^\infty [\mu r_1^2 + (\lambda + 2\mu) r_2^2] dz \quad (14)$$

$$I_2 = \int_0^\infty \left[\mu r_1 \frac{dr_2}{dz} - \lambda r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz \quad (15)$$

$$I_3 = \int_0^\infty \left[(\lambda + 2\mu) \left(\frac{dr_1}{dz} \right)^2 + \mu \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 \right] dz \quad (16)$$

donde ρ es la densidad, λ y μ las constantes de Lamé y r_1 y r_2 las funciones propias del desplazamiento vertical y radial, respectivamente. Si, como en nuestro caso, consideramos que no existe ningún generador de vibraciones (foco) es $L = 0$, por tanto

$$\omega^2 I_0 = k^2 I_1 + 2k I_2 + I_3 \quad (17)$$

de donde, perturbando ω y k se obtiene la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh U_R

$$U_R = \frac{d\omega}{dk} = \frac{k I_1 + I_2}{\omega I_0} \quad (18)$$

Perturbando ahora λ , μ y ρ en la ecuación (16) y teniendo en cuenta que

$$\rho \alpha^2 = \lambda + 2\mu \quad \rho \beta^2 = \mu \quad \omega = k c_R \quad (19)$$

las derivadas parciales de la velocidad de fase de las ondas de Rayleigh c_R respecto a las velocidades compresional y de cizalla α_i y β_i de la capa i son

$$\frac{\partial c_R}{\partial \alpha_i} = \frac{\alpha_i \rho_i}{U_R I_0} \int_{z_i - d_i}^{z_i} \left(r_2 - \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz} \right)^2 dz \quad (20)$$

$$\frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} = \frac{\beta_i \rho_i}{U_R I_0} \int_{z_i - d_i}^{z_i} \left[\left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \frac{4}{k} r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz \quad (21)$$

donde ρ_i es la densidad, d_i el espesor y z_i el límite inferior de la capa i . Teniendo en cuenta la relación entre las velocidades de grupo y de fase³⁶, la derivada parcial de la velocidad de grupo respecto a β_i es finalmente

$$\frac{\partial U_R}{\partial \beta_i} = \frac{U_R}{c_R} \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} + \frac{U_R^2}{c_R^2} \left[\frac{T}{c_R} \frac{\partial c_R}{\partial T} \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} - T \frac{\partial}{\partial T} \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} \right] \quad (22)$$

Inversión de los coeficientes de atenuación

Como modelo de Tierra volverá a tomarse un número finito N de capas homogéneas sobre un semiespacio. Además de los parámetros anteriormente definidos, que caracterizan cada capa, la estructura anelástica vendrá descrita por el valor del inverso del factor de calidad intrínseco de las ondas de cizalla Q_β^{-1} , también llamado fricción interna. La resolución del problema inverso requiere establecer la relación entre la fricción interna y el coeficiente de atenuación de las ondas de Rayleigh γ_R . Teniendo presente que el coeficiente de atenuación γ mide la disminución de la amplitud del movimiento con la distancia y que el factor de calidad Q evalúa su variación en el tiempo, es sencillo deducir que la relación entre ambos parámetros viene dada por

$$\gamma_R = \frac{\pi}{Q_R c_R T} \quad (23)$$

donde Q_R es el factor de calidad de las ondas de Rayleigh y c_R su velocidad de fase. Q_R puede expresarse en términos de los factores de calidad intrínsecos para las ondas compresionales y de cizalla Q_α y Q_β , de la velocidad de fase c_R y de las velocidades compresional y de cizalla α y β ³⁷. Suponiendo que las pérdidas de energía bajo esfuerzos compresivos puros son pequeñas, se tiene

$$Q_\alpha^{-1} \simeq \frac{4}{3} \frac{\beta^2}{\alpha^2} Q_\beta^{-1} \quad (24)$$

y asumiendo como es usual

$$\alpha^2 \simeq 3\beta^2 \quad (25)$$

se obtiene finalmente que la relación entre el coeficiente de atenuación γ_R determinado para el periodo T y la fricción interna Q_β^{-1} es³⁷

$$\gamma_R = \frac{\pi}{T c_R^2} \sum_{i=1}^N \left[\frac{\alpha_i}{2} \frac{\partial c_R}{\partial \alpha_i} + \beta_i \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} \right] Q_{\beta_i}^{-1} \quad (26)$$

donde el subíndice i hace referencia al número de la capa. Las derivadas de c_R respecto de las velocidades α_i y β_i de la capa i vienen dadas por las expresiones (20) y (21). Se asumirá, como es usual, que Q_β^{-1} es independiente de la frecuencia en el rango de periodos de interés. Comparando la expresión (26) con la ecuación (4), tenemos que las componentes del vector \mathbf{d} son los valores de γ_R para los periodos considerados; las componentes de \mathbf{m} (desconocidas) son los valores de Q_β^{-1} en las diferentes capas del modelo y \mathbf{G} es la matriz cuyos elementos son los términos que figuran entre paréntesis en la ecuación (26), afectados del factor que los precede. Observemos que la relación entre γ_R y Q_β^{-1} es lineal. No obstante, como la inversión estocástica introduce una ligera modificación en el problema original, será necesario un proceso iterativo hasta llegar a la solución final.

BASE DE DATOS

Estudio de la estructura elástica

Los datos experimentales en los que se basa el estudio de la estructura elástica son las velocidades de grupo aparentes del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, determinadas para un elevado número de trenes de ondas generados por terremotos regionales, cuyo epicentro se halla en el área mediterránea y que han sido registrados en estaciones instaladas en países mediterráneos. La notable actividad sísmica de la región mediterránea y el hecho de que la sismicidad se encuentre ampliamente distribuida, afectando a extensas zonas, permiten esperar un buen cubrimiento de esta base de datos. Los registros sísmicos se han obtenido de las estaciones *very-broad-band* que en el marco del proyecto MEDNET^{38,39} vienen instalándose en el área mediterránea desde 1990. En la Tabla I se relacionan los códigos y coordenadas de estas estaciones, cuya localización es mostrada en la Figura 1. Las estaciones del proyecto MEDNET disponen de un sensor STS-1/VBB⁴⁰ y registran de manera continua las tres componentes del movimiento del terreno. La respuesta en velocidad es plana para una banda de frecuencias entre 0,003 Hz y 6 Hz (Figura 2), con un rango dinámico de más de 140 dB, que abarca los instrumentos tradicionales de corto y largo periodo. La conversión de analógico a digital se realiza a un intervalo de 20 muestras/s (canal VBB). Existen asimismo salidas digitales a 1 muestra/s (largo periodo) y 0,1 muestra/s (periodo muy largo).

Código	Localización	Latitud	Longitud	Altura	Red
AQU	L'Aquila, Italia	42,3540 °N	13,4050 °E	710	MedNet
BGY	Belgrado, Yugoslavia	44,8026 °N	20,5158 °E	250	MedNet
BNI	Bardonecchia, Italia	45,0520 °N	6,6780 °E	1400	MedNet
GFA	Gafsa, Túnez	34,3382 °N	9,7265 °E	250	MedNet
KEG	Kottamya, Egipto	29,9275 °N	31,8292 °E	460	MedNet
MDT	Midelt, Marruecos	32,8170 °N	4,6140 °W	1200	MedNet
MEB	Medea, Argelia	36,3030 °N	2,7300 °E	500	MedNet
PAB	San Pablo, España	39,5458 °N	4,3483 °W	925	IGN/IRIS
TTE	Trieste, Italia	45,6600 °N	13,7900 °E	92	Univ. Trieste
VSL	Villasalto, Italia	39,4960 °N	9,3780 °E	370	MedNet

Tabla I. Código, localización, coordenadas, altura y red a la que pertenecen las estaciones sísmicas consideradas en este estudio

Figura 1. Localización de las estaciones *very-broad-band* del proyecto MEDNET consideradas en este estudio

Figura 2. Respuesta instrumental de las estaciones del proyecto MEDNET

Figura 3. Cubrimiento correspondiente a la base de datos utilizada para el estudio de la estructura elástica de la cuenca mediterránea. Se han considerado eventos regionales del periodo 1990/93 con magnitud de las ondas superficiales (M_S) entre 4,5 and 6,5

Los terremotos se han seleccionado del catálogo de sismicidad del USGS (*United States Geological Survey*) correspondiente a los años 1990/93, que abarcan el periodo para el cual los registros de unas u otras estaciones MEDNET estaban disponibles en la época en que se proyectó este estudio tomográfico de la cuenca mediterránea. Con el propósito de que las trayectorias sísmicas entre eventos y estaciones discurren principalmente a través del mar Mediterráneo, se han elegido sismos cuyo epicentro esté localizado entre 29 y 49 °N de latitud y entre 10 °W y 40 °E de longitud. Por otra parte y teniendo presente que nuestro estudio tomográfico debía basarse en ondas superficiales registradas a escala regional, se ha limitado el rango de magnitud de las ondas superficiales (M_S) al intervalo 4,5-6,5. Asimismo se han descartado eventos cuya profundidad hipocentral sea superior a unos 50 km y los registros asociados a distancias epicentrales demasiado cortas, con el objeto de que los sismogramas presenten trenes de ondas superficiales suficientemente desarrollados. Atendiendo a estos requisitos, se han seleccionado algo más de 200 registros correspondientes a 60 eventos. El cubrimiento proporcionado por este conjunto de señales se muestra en la Figura 3. Aunque el cubrimiento es notablemente denso y bastante homogéneo, podemos observar algunas áreas peor cubiertas, como el extremo oriental del Mediterráneo y el sur de su parte central. Las causas cabe buscarlas en la menor actividad sísmica de estas zonas, junto a la escasez de estaciones de registro. Como es usual en este tipo de estudios, es de esperar que el número inicial de datos se vea algo reducido: la deficiente calidad de algunas señales sísmicas y/o su falta de continuidad, junto con la determinación de valores

Sismo	Fecha (d-m-a)	Hora origen (h-m-s UT)	Lat. (°N)	Long. (°E)	M_S	Prof. (km)	Estaciones
1	05 05 1990	07 21 29,5	40,775	15,766	5,4	10	VSL
2	16 06 1990	02 16 21,1	39,258	20,528	5,2	32	BNI, VSL
3	11 11 1990	11 57 37,2	33,985	11,941	5,0	10	AQU, BNI, VSL
4	27 11 1990	04 37 58,5	43,853	16,633	5,6	24	AQU, BNI
5	27 11 1990	04 51 36,4	43,895	16,641	5,1	10	BNI
6	13 12 1990	00 24 25,7	37,300	15,438	5,3	11	AQU, KEG
7	21 12 1990	06 57 42,9	41,004	22,300	5,9	13	AQU, KEG
8	12 02 1991	09 54 58,3	40,816	28,878	4,6	10	AQU, KEG, TTE, VSL
9	19 03 1991	12 09 24,8	34,825	26,335	5,4	23	AQU, VSL
10	10 04 1991	01 08 39,6	37,359	36,221	4,5	10	VSL
11	26 05 1991	12 26 00,2	40,730	15,765	4,8	8	BOY, KEG, TTE, VSL
12	26 06 1991	11 43 35,7	38,435	21,098	5,1	40	BNI, TTE
13	12 07 1991	10 42 21,2	45,364	21,057	5,7	11	KEG, VSL
14	18 07 1991	11 56 30,6	44,888	22,407	5,5	12	AQU, KEG, VSL
15	19 07 1991	01 27 32,0	45,312	21,053	4,9	10	AQU, BNI, KEG, VSL
16	27 07 1991	11 38 12,7	37,291	29,739	4,5	22	AQU, BNI, KEG, VSL
17	01 09 1991	01 16 03,2	45,474	26,916	4,8	35	AQU, BNI, VSL
18	02 12 1991	08 49 40,2	45,498	21,115	5,6	9	AQU, VSL
19	12 02 1992	15 59 48,2	40,550	35,864	4,7	11	AQU, TTE, VSL
20	12 03 1992	13 05 55,2	35,308	-2,532	5,2	22	AQU, BGY, TTE, VSL
21	15 03 1992	16 16 24,2	39,532	39,929	5,8	21	AQU, BGY, VSL
22	20 03 1992	05 37 23,9	36,662	24,520	5,0	14	AQU, VSL
23	21 04 1992	17 42 45,9	34,860	26,346	4,5	25	AQU, BGY, TTE, VSL
24	30 04 1992	11 44 38,9	35,059	26,655	5,7	20	TTE
25	30 05 1992	18 55 40,1	38,079	21,444	5,0	31	KEG
26	12 06 1992	19 16 43,9	34,159	8,333	4,8	10	AQU, BGY, KEG, MEB, VSL
27	29 09 1992	15 04 08,1	34,478	14,483	5,3	10	AQU, KEG, MEB
28	12 10 1992	13 09 55,5	29,778	31,144	5,3	22	AQU, MEB, VSL
29	23 10 1992	09 11 09,0	31,355	-4,318	5,2	29	AQU, MEB, VSL
30	30 10 1992	10 43 58,4	31,284	-4,372	5,2	26	AQU, VSL
31	06 11 1992	19 08 09,2	38,160	26,998	6,0	17	AQU, BGY, MEB
32	18 11 1992	21 10 41,4	38,307	22,452	5,7	15	AQU, BGY
33	04 02 1993	02 22 57,1	38,242	22,668	4,7	32	AQU, MEB
34	22 03 1993	11 03 43,5	34,697	34,402	5,0	32	AQU
35	13 06 1993	23 26 40,4	39,363	20,495	4,9	20	BGY, KEG, VSL
36	14 06 1993	19 59 42,6	39,624	38,410	4,5	26	AQU, BGY, KEG, VSL
37	14 07 1993	12 31 49,4	38,224	21,756	5,5	23	KEG, MEB
38	26 08 1993	10 03 57,5	36,736	28,051	4,5	33	MEB
39	10 09 1993	16 02 32,3	35,039	12,366	4,9	10	KEG, MEB
40	04 11 1993	05 18 37,4	38,372	22,002	5,2	17	KEG, VSL
41	23 12 1993	14 22 35,1	36,756	-2,937	4,9	27	KEG, TTE, VSL
42	24 12 1993	21 53 19,8	40,158	19,815	4,6	25	AQU, KEG TTE, VSL

Tabla II. Principales características de los eventos regionales considerados en el estudio de la estructura elástica (fuente: catálogo del USGS) y, para cada sismo, estaciones de las cuales se han utilizado los registros

inverosímiles para las velocidades de grupo, son las causas más frecuentes. Diversos factores pueden estar en el origen de la obtención de velocidades anómalas: una relación señal/ruido insuficiente, errores de determinación o de transcripción de las características de los sismos facilitadas en el catálogo, disfunciones de los sensores de las estaciones, etc. Por otra parte, las inhomogeneidades laterales pueden dar lugar a llegadas múltiples (que en general podrán ser detectadas y eliminadas gracias a las técnicas de filtrado) y/o a desviaciones de la trayectoria sísmica respecto del círculo máximo, aunque hemos de tener presente que, dado el rango de distancias epicentrales que corresponde a los sismos regionales, a menudo inferior a los 1000 km, estos efectos van a ser seguramente poco significativos. Así pues una vez concluido el proceso de análisis de las señales sísmicas, y eliminadas aquéllas que, por una u otra causa, no han podido ser utilizadas, la base de datos para el estudio de la estructura

elástica de la cuenca mediterránea consta de los eventos y de los registros que se relacionan en la Tabla II.

Figura 4. a) Componente vertical del sismograma registrado en la estación AQU para el evento n° 26 (Tabla II) y distancia epicentral correspondiente. Las líneas verticales indican el tren de ondas a analizar; b) Modo fundamental filtrado para la ventana temporal indicada arriba; c) Curva de dispersión de la velocidad de grupo aparente

El tratamiento de las señales ha consistido en la aplicación a la componente vertical de cada tren de ondas Rayleigh, de las técnicas de filtrado que se han revisado anteriormente, con el propósito de separar el modo fundamental de los modos superiores y determinar la correspondiente curva de dispersión de la velocidad de grupo aparente. La Figura 4 ilustra con un ejemplo el proceso seguido. En la parte superior (Figura 4a) se muestra el sismograma (componente Z) registrado en la estación AQU para el evento n° 26 (Tabla II), junto con la distancia epicentral: las dos líneas verticales limitan el tren de ondas a analizar. En primer lugar se aplica la MFT, con lo cual se obtienen para los diversos periodos de interés los tiempos de grupo del modo deseado, en nuestro caso, el fundamental. A continuación, mediante la utilización del TVF se sintetiza el modo fundamental, en base a estos tiempos de grupo (Figura 4b). Finalmente, aplicando de nuevo la MFT, ahora a la señal filtrada, se obtiene la curva de dispersión de la velocidad de grupo (Figura 4c). Recordemos que la utilización del TVF suele mejorar el aislamiento del modo fundamental, lo cual hace posible, a menudo, extender las curvas de dispersión a un rango más amplio de periodos, sobre todo por lo que se refiere a los periodos cortos, para los cuales la sola aplicación de la MFT no suele ofrecer buenos resultados. Buen ejemplo de ello es la curva de la Figura 4c, que

alcanza los 3 s de periodo. En relación a periodos altos, aunque en ocasiones los análisis han podido ser extendidos hasta los 90 ó 100 s, no ha sido ésta la situación más frecuente. A los diversos factores ya citados, que pueden dificultar la determinación de las velocidades de grupo empíricas se suma otro que es inherente a las propias características de la región y a la metodología aplicada, y es que, dada la extensión de la cuenca mediterránea, las distancias epicentrales correspondientes a los sismos regionales a menudo no superan los 1000 km, lo que hace difícil extender los análisis a periodos altos, a causa de las largas longitudes de ondas asociadas a estos periodos.

Estudio de la estructura anelástica

Los datos experimentales en los que se basa el estudio de la estructura anelástica son las curvas de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, determinadas mediante el método de las dos estaciones para un elevado número de trenes de ondas telesísmicos registrados, al igual que en el caso anterior, en las estaciones del proyecto MEDNET. El tratamiento de las señales ha consistido en la aplicación de la MFT a la componente vertical de cada tren de ondas. El rango de periodos analizado se ha situado entre 10 y 120 s, aunque no siempre ha sido posible obtener valores de γ para todos los periodos de interés. Los telesismos considerados se han seleccionado de nuevo del catálogo de sismicidad del USGS correspondiente a los años 1990/95, periodo de registro disponible en el momento en que se proyectó esta parte del trabajo. Se han elegido eventos de magnitud M_S igual o superior a 5,0 ó 5,5, según fuera la distancia epicentral, y se han descartado los sismos cuya profundidad hipocentral superara unos 50 km. De acuerdo con estos requisitos y con los necesarios para la aplicación del método de las dos estaciones, se seleccionaron unos 350 registros correspondientes a 160 eventos. Tal y como se ha mencionado anteriormente, y por motivos similares, es usual que el número inicial de datos se vea algo reducido, de manera que los registros finalmente utilizados proporcionaron datos para 23 pares de estaciones.

Sismo	Fecha (d-m-a)	Hora origen (h-m-s UT)	Lat. (°N)	Long. (°E)	M_S	Prof. (km)	Pares de estaciones
5	30 07 1990	16 24 53,8	-41,333	-88,411	5,1	10	AQU-MDT
13	20 09 1991	11 16 11,5	36,191	100,063	5,0	13	AQU-MDT
28	23 04 1992	15 32 49,1	22,418	98,852	6,3	10	BGY-PAB
30	20 05 1992	12 20 32,8	33,377	71,317	6,0	16	AQU-PAB
36	30 07 1992	08 24 46,6	29,584	90,163	5,8	14	BGY-PAB
45	27 11 1992	21 09 16,6	37,473	59,857	5,1	24	AQU-PAB
47	20 01 1993	17 31 15,5	-7,205	128,566	6,2	33	BGY-PAB
55	20 02 1994	01 54 35,7	2,059	126,475	5,6	28	TTE-PAB
64	13 09 1994	10 01 34,8	7,082	-76,714	5,6	33	VSL-PAB
65	27 09 1994	23 04 51,7	5,707	-79,225	5,4	33	VSL-PAB
66	13 11 1994	06 56 03,0	36,899	29,086	5,0	33	VSL-PAB
67	10 12 1994	03 39 31,4	-23,579	-70,522	5,6	37	MDT-VSL, TTE-PAB
68	04 01 1995	06 28 39,0	-56,060	-123,232	5,8	10	MDT-TTE
69	10 01 1995	10 09 51,0	20,205	109,153	5,5	33	TTE-PAB
70	20 03 1995	17 34 50,8	-54,792	-118,778	5,4	10	MDT-TTE
71	23 04 1995	05 08 01,9	12,390	125,396	6,6	24	MDT-VSL
72	27 04 1995	12 44 41,2	1,297	-85,031	6,0	20	KEG-MDT, VSL-PAB
73	02 05 1995	11 48 11,6	43,776	84,660	5,2	33	AQU-MDT

Tabla III. Principales características de los telesismos considerados en el estudio de la estructura anelástica (fuente: catálogo del USGS). Para cada sismo se indica el par o pares de estaciones utilizados

Los círculos máximos que unen estos pares de estaciones se muestran en el mapa de la Figura 5. En él puede observarse que las trayectorias que unen la estación PAB con TTE, BGY, AQU y VSL, y las que unen la estación MDT con TTE, AQU y VSL discurren, en

su totalidad o en su mayor parte, a través de la zona de interés, esto es, el Mediterráneo occidental. Las características de los eventos utilizados para estos últimos pares de estaciones se relacionan en la Tabla III. Es de destacar que el cubrimiento que resulta de la aplicación del método de las dos estaciones (Figura 5) no es tan denso como el proporcionado por los sismos regionales (Figura 3), motivo por el cual sería desaconsejable un estudio tomográfico similar al desarrollado en el caso de la estructura elástica. En esta situación, parece preferible optar por la obtención de modelos promediados de fricción interna para el medio entre cada par de estaciones.

Figura 5. Círculos máximos que unen los pares de estaciones utilizados en el estudio de la estructura anelástica de la cuenca mediterránea. Se han considerado telesismos del periodo 1990/95 con magnitud M_S igual o superior a 5,0 ó 5,5

RESULTADOS

Mapas de velocidades de grupo locales

La distribución espacial de las velocidades de grupo locales del modo fundamental de las ondas de Rayleigh en la cuenca mediterránea, deducida mediante la aplicación de la formulación de Yanovskaya¹⁶, se muestra en la Figura 6, para algunos periodos de referencia (10, 30, 50 y 70 s). Observemos, en primer lugar, que las mayores variaciones laterales de la velocidad de grupo se dan para los periodos más cortos (10 y 30 s), mientras que la distribución a hacerse más homogénea al aumentar el periodo, como apreciamos sobre todo en el mapa de 70 s. El rasgo más destacado es que las velocidades de grupo del Mediterráneo occidental son en general sensiblemente superiores a las deducidas en la parte oriental, diferencias que son especialmente relevantes hasta los 40 s de periodo. Las incertidumbres en las velocidades de grupo locales, que han sido evaluadas a partir de la matriz de covarianza de la solución obtenida¹⁶ y de los residuos del proceso de inversión, son notablemente pequeñas a todos los periodos. A modo de ejemplo, la Figura 7 muestra la distribución espacial de las incertidumbres para periodos de 30 y 70 s. A 70 s las incertidumbres afectan sólo a la segunda cifra decimal, mientras que a periodos más cortos son algo mayores, lo cual es coherente con la mayor heterogeneidad en las velocidades de grupo que se observa a estos periodos. Recordemos que el poder de resolución establece la mínima separación requerida entre los puntos de un dominio para que sus respectivos valores locales de la velocidad estén bien resueltos. A 30 s de periodo prácticamente toda la cuenca mediterránea, a excepción del golfo de Sirte, tiene poderes de resolución inferiores a 125 km. Esta distribución se mantiene esencialmente invariable entre 10 y 60 s y es a partir de 70 s cuando comienza a observarse un empeoramiento de la resolución, que disminuye según aumenta el periodo. Ello es consecuencia del rango de periodos analizado que, dado el orden de las distancias epicentrales correspondientes a los sismos regionales, no ha superado, en un buen número de

casos, los 70-80 s. Las áreas peor resueltas, como era razonable esperar, ocupan el extremo oriental del Mediterráneo y el sur de su parte central, esto es, las zonas donde el cubrimiento era más escaso (Figura 3). De acuerdo con el significado del poder de resolución y con los valores obtenidos hemos discretizado la cuenca mediterránea en celdas de 1° de latitud por 1° de longitud, esto es, de algo más de 100 km de lado aproximadamente y hemos definido en cada celda una curva de dispersión local, tomando para cada periodo las velocidades de grupo locales asociadas a poderes de resolución iguales o inferiores a 125 km, y como error de cada velocidad local, el correspondiente valor de la incertidumbre.

Figura 6. Distribución espacial de las velocidades de grupo locales de las ondas de Rayleigh (modo fundamental) en la cuenca mediterránea para periodos de 10, 30, 50 y 70 s

Figura 7. Mapas de incertidumbre en la velocidad de grupo para periodos de 30 y 70 s

Tomografía elástica

La tomografía elástica del mar Mediterráneo se ha realizado mediante la inversión estocástica de las curvas de dispersión locales asociadas a las diferentes celdas del dominio. Ello permite deducir en cada celda un modelo 1D de la velocidad de cizalla, cuya interpolación conduce a la elaboración de un modelo 3D de la estructura elástica, que puede mostrarse mediante distintos tipos de representación. En primer lugar, la Figura 8 presenta, para diferentes profundidades de referencia, la distribución espacial de las anomalías en la velocidad de cizalla en el sector occidental del Mediterráneo, respecto al valor medio de la velocidad en todo el Mediterráneo a cada profundidad. Observemos cómo en los primeros

Figura 8. Distribución espacial de las anomalías en la velocidad de cizalla, respecto del valor medio indicado, a distintas profundidades de referencia

Figura 8. Continuación

45 km la parte occidental del Mediterráneo viene caracterizada por anomalías positivas, esto es, velocidades de cizalla claramente superiores al promedio de todo el Mediterráneo. Las mayores anomalías positivas se dan hasta los 35 km de profundidad y en general aparecen en el mar, enfrente de las costas de Levante y/o Murcia. La velocidad de cizalla decrece según nos aproximamos a las costas y es de destacar sobre todo la notable disminución de la velocidad que se observa hacia las costas norteafricanas, especialmente entre 15 y 35 km de profundidad. Aunque los cambios de la velocidad en el margen mediterráneo de la península Ibérica, en este rango de profundidades, no son muy significativos, las isolíneas sugieren velocidades ligeramente superiores en el área de Levante, que decrecerían hacia el norte y hacia el sur. A 45 km de profundidad, las mayores anomalías positivas se desplazan al nordeste, a las costas catalanas, disminuyendo hacia el sur. Estos resultados están en consonancia con lo que en este rango de profundidades apuntan los modelos elásticos regionales deducidos para las zonas mediterráneas de la península Ibérica⁵, a partir de la dispersión de velocidades de fase y de grupo de las ondas de Rayleigh. A una profundidad de 65 km el signo de las anomalías se invierte, puesto que el margen mediterráneo de la península Ibérica presenta velocidades de cizalla inferiores al promedio de la cuenca mediterránea con los menores valores hacia el norte. Esta distribución de velocidades se invierte nuevamente a 95 y 130 km de profundidad con notables anomalías positivas en la mitad norte que decrecen rápidamente hacia el sur, donde pasan a ser negativas en concordancia una vez más con los modelos elásticos regionales⁵, que sugieren velocidades de cizalla más altas en la mitad norte en este rango de profundidades.

La Figura 9 muestra la distribución de velocidades de cizalla, mediante una serie de perfiles verticales a latitud constante, representación que nos permitirá confirmar y complementar los aspectos hasta ahora reseñados. Por lo que se refiere a los niveles superiores,

Figura 9. Distribución de las velocidades de cizalla en los perfiles verticales cuya localización se muestra en los mapas respectivos. En horizontal, se representa la longitud E y en vertical la profundidad ($\times 10$ km)

Figura 9. Continuación

observamos que en efecto las velocidades de cizalla suelen ser menores en la parte sur de la zona considerada entre 36 y 38 °N de latitud, como evidencia el hecho de que la curva de nivel de $4,2 \text{ km s}^{-1}$ alcanza profundidades del orden de 50 km en las costas meridionales de la península Ibérica y en las del norte de África, mientras que más al norte, esta isolínea

se sitúa alrededor de los 25-30 km de profundidad. Las curvas de nivel de la velocidad de cizalla suelen mostrar una tendencia a aumentar su separación según nos aproximamos a las costas, lo cual daría cuenta del menor espesor de la corteza en la cuenca del Mediterráneo occidental que en las zonas continentales adyacentes. A mayores profundidades, los perfiles sugieren menores velocidades de cizalla en la parte sur del margen mediterráneo de la península Ibérica que en su mitad norte, tal y como apuntaban los mapas de velocidades de la Figura 8. Así, por debajo de los 50 km de profundidad, las velocidades de cizalla varían, básicamente entre 4,2 y 4,4 km s⁻¹ en el sur, entre 36 y 38 °N de latitud. Al norte de los 40 ° de latitud en cambio observamos que en las costas de la península Ibérica la velocidad supera los 4,4 km s⁻¹ para profundidades mayores de 60-70 km.

Finalmente, tan sólo reseñar que las incertidumbres en las velocidades de cizalla obtenidas son bastante pequeñas, iguales o inferiores a 0,05 km s⁻¹ en toda la cuenca mediterránea y para todas las profundidades consideradas. A modo de ejemplo, la Figura 10 muestra la distribución espacial de las incertidumbres a 65 km de profundidad y puede observarse que, en efecto no superan en ningún caso los 0,05 km s⁻¹. Por lo que se refiere a la resolución del modelo elástico obtenido, su calidad es notablemente buena desde los primeros kilómetros hasta profundidades que varían entre los 175 y 200 km, según las zonas. Para ilustrar este aspecto, en la Figura 11 se ha elaborado una representación topográfica de los *kernels* de resolución normalizados obtenidos en un punto arbitrario del Mediterráneo (8 °E, 40 °N). Observemos que los elementos de la diagonal de la matriz de resolución normalizada son muy próximos a la unidad para un amplio rango de profundidades. Además, la banda de valores significativos a ambos lados de la diagonal es bastante estrecha, lo cual da cuenta de la buena resolución del modelo elástico deducido. Cabe señalar sin embargo que la resolución tiende a empeorar según aumenta la profundidad, lo cual viene reflejado por la apertura de las curvas de nivel, aunque era razonable esperar tal comportamiento, teniendo presente el rango de periodos que en general ha sido posible analizar.

Figura 10. Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla deducidas por inversión, a una profundidad de 65 km

Figura 11. Representación topográfica de los *kernels* de resolución normalizados obtenidos para un punto arbitrario del dominio (8° E, 40°N)

Estructura anelástica

Los modelos promediados de fricción interna para el medio entre cada par de estaciones se han obtenido mediante la inversión de las respectivas curvas de atenuación aparente. Con la finalidad de analizar y comparar los diferentes resultados obtenidos y de facilitar la tarea de extraer las conclusiones que de ellos puedan derivarse, la Tabla IV resume las características más relevantes, tanto por lo que se refiere a las curvas de atenuación aparente, como a los modelos de Q_{β}^{-1} obtenidos por inversión y a su resolución. Las Figuras 12a-18a muestran el ajuste entre las curvas de atenuación empíricas y las calculadas para los modelos Q_{β}^{-1} que se muestran en las Figuras 12b-18b.

El aspecto más relevante de los resultados obtenidos es que los valores de los coeficientes de atenuación aparente son en todos los casos significativamente inferiores, hasta unos 50-60 s de periodo, a los que se han deducido para trayectorias que atraviesan exclusivamente el Mediterráneo oriental¹⁵. Ello se pone de manifiesto igualmente en los respectivos modelos de fricción interna, que muestran menores valores de Q_{β}^{-1} sobre todo en los primeros 40-50 km. Esta menor atenuación en el Mediterráneo occidental es consistente con las mayores velocidades de cizalla deducidas en esta zona, es este mismo rango de profundidades. Seguramente, el hecho de que los menores valores de Q_{β}^{-1} sean los obtenidos para el par PAB-VSL (Figura 15b) estaría relacionado con que esta trayectoria atraviesa justamente la zona de velocidades de cizalla más altas, situada entre las islas de Córcega y Cerdeña y la península Ibérica. En el caso de AQU-PAB (Figura 14), tanto los valores de γ como los de Q_{β}^{-1} parecen extraordinariamente elevados, en comparación con los obtenidos para el resto de trayectorias, algunas bastante próximas. El hecho de que ocurrieran algunas disfunciones de la estación AQU en la época correspondiente a los eventos utilizados para este par, nos hace dudar de la verosimilitud de estos resultados.

Por lo que se refiere al inicio de la zona de elevada atenuación asociada a la astenosfera, se detecta, más o menos contrastado, hacia los 77 km de profundidad en los modelos deducidos para los pares PAB-TTE, BGY-PAB y PAB-VSL. Ello está en consonancia, tanto con lo observado en los modelos de cizalla obtenidos para la parte occidental del Mediterráneo, como en los modelos anelásticos regionales deducidos para las zonas de la península Ibérica próximas a la costa mediterránea⁴¹. Es difícil realizar una comparación precisa entre los valores de Q_{β}^{-1} obtenidos en estas zonas y los deducidos en el presente trabajo. En el primer caso, los resultados proceden de una tomografía anelástica detallada, mientras que el estudio actual ha debido basarse en los modelos promediados obtenidos para algunas trayectorias sísmicas que atraviesan en parte el margen mediterráneo de la península Ibérica. Los modelos deducidos para los pares MDT-TTE y AQU-MDT parecen apuntar que la zona de elevadas atenuaciones se habría desplazado a niveles más altos, superiores a los que esperaríamos a la luz de los resultados de la tomografía elástica. El motivo estaría en que la trayectoria AQU-MDT atraviesa el mar Tirreno, donde existen evidencias de una corteza muy delgada¹² y de una muy deficiente transmisión de las fases S_n ⁴², lo cual sugiere la presencia de material astenosférico en los niveles superiores del manto. Por otra parte, el trayecto MDT-TTE atraviesa el sur del mar Balear, de carácter oceánico⁴³, y parte de la cuenca Liguro-Provenzal que en su centro es asimismo de carácter oceánico⁴⁴. El inicio más profundo de la astenosfera (95 km) en el modelo obtenido para el par MDT-VSL se debería a que esta trayectoria discurre, en buena parte, por la estructura continental del norte de África, que tiene continuidad hasta el bloque Córcega-Cerdeña⁴⁵.

En la Tabla IV, finalmente, se dan los rangos de profundidades para los que los modelos de Q_{β}^{-1} están bien resueltos. Estos intervalos varían de uno a otro caso, según haya sido el rango de periodos analizado. A modo de ejemplo, la Figura 19 muestra una representación topográfica de los *kernels* de resolución normalizados obtenidos para el par MDT-VSL, donde puede observarse que la resolución es razonablemente buena hasta unos 175 km de profundidad.

Par	Rango γ (10^{-3} km^{-1})	Q_{β}^{-1} min (10^{-3})	Q_{β} max (10^{-3})	Prof. inicio astenosfera (km)	Rango T (s)	Rango resolución (km)
tte-pab	0,69-0,01	13	34,2	77	40-114	75-125
bgp-pab	0,39-0,12	2,2	21	77	18-94	20-175
aqu-pab	1,91-0,71	15,8	153	77	14-120	0-200
vsl-pab	0,70-0,09	5,4	14,6	77	16-86	20-120
mdt-tte	0,58-0,10	2,9	24	¿40-50?	16-76	0-150
aqu-mdt	0,72-0,24	4,1	37,5	¿40-50?	22-74	25-150
mdt-vsl	0,53-0,13	3,7	38	95	12-94	0-175

Tabla IV. Características más relevantes deducidas para las trayectorias entre pares de estaciones: rango de valores de γ , valores mínimo y máximo de Q_{β}^{-1} , profundidad a la que comenzaría la astenosfera, rango de periodos analizado e intervalo de profundidades para las que el modelo está bien resuelto

Figura 12. a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par TTE-PAB;
b) Modelo de Q_{β}^{-1} obtenido por inversión

Figura 13. a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-PAB;
b) Modelo de $Q_{\bar{\beta}}^{-1}$ obtenido por inversión

Figura 14. a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-PAB;
b) Modelo de $Q_{\bar{\beta}}^{-1}$ obtenido por inversión

Figura 15. a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par VSL-PAB;
b) Modelo de Q_{β}^{-1} obtenido por inversión

Figura 16. a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MDT-TTE;
b) Modelo de Q_{β}^{-1} obtenido por inversión

Figura 17. a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-MDT;
b) Modelo de Q_{β}^{-1} obtenido por inversión

Figura 18. a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MDT-VSL;
b) Modelo de Q_{β}^{-1} obtenido por inversión

Figura 19. Representación topográfica de los *kernels* de resolución normalizados obtenidos para el par MDT-VSL

CONCLUSIONES

Desde un punto de vista metodológico cabe resaltar en primer lugar la utilidad de la aplicación secuencial de diversas técnicas digitales de filtrado a las señales sísmicas, con el objeto de determinar las velocidades de grupo aparentes del modo fundamental de las ondas de Rayleigh. Con ello se consigue mejorar el aislamiento de modo fundamental, eliminando interferencias debidas al ruido de fondo y a otros modos, lo que conduce en general a obtener unas curvas de dispersión más suavizadas y a extender los análisis a un rango más amplio de periodos. No se ha seguido un esquema similar para el cálculo de las amplitudes espectrales, necesarias para la obtención de los coeficientes de atenuación, sino que se ha utilizado únicamente la MFT, con el ánimo de evitar al máximo posibles distorsiones en las amplitudes calculadas. Por otra parte, la formulación de Yanovskaya se muestra como una metodología adecuada para el cálculo de velocidades locales de las ondas superficiales en dominios restringidos, donde los desarrollos en armónicos esféricos serían desaconsejables. Además, merece ser resaltada la relevancia que el concepto de poder de resolución adquiere en un estudio tomográfico, puesto que proporciona un criterio para elegir un tamaño de malla adecuado para discretizar el dominio y, en este sentido, nos previene de un detalle excesivo, tal vez artificioso, en la especificación de las estructuras, así como de la extrapolación de información a áreas pobremente resueltas.

Por lo que se refiere a los resultados obtenidos, destacaremos en primer lugar las velocidades de grupo sensiblemente más altas que se observan en el Mediterráneo occidental, especialmente, hasta los 40-50 s de periodo. Ello está en consonancia con los menores valores de los coeficientes de atenuación determinados en esta zona para el mismo rango de periodos. El oeste del Mediterráneo viene caracterizado pues por velocidades de cizalla más altas y valores de la fricción interna más bajos que el resto de la zona, hasta unos 50 km de profundidad. Las velocidades, que son más altas en el mar, decrecen suavemente al aproximarnos a las costas españolas, y de manera bastante más significativa hacia las costas africanas. Hasta unos 35 km de profundidad, las velocidades son ligeramente superiores en el área de Levante,

mientras que a 45 km de profundidad las velocidades más altas se desplazan al nordeste, a las costas catalanas. A una profundidad de 65 km, el margen mediterráneo de la península Ibérica presenta velocidades de cizalla inferiores al resto de la cuenca mediterránea, más bajas cuanto más al norte. En niveles más profundos, esta tendencia se invierte, apareciendo notables anomalías positivas de la velocidad en la mitad norte, que decrecen rápidamente hacia el sur, donde pasan a ser negativas. Por lo que se refiere a la estructura anelástica, conviene tener presente que, debido a la menor densidad del cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones, no es posible una descripción tan detallada como la realizada para la estructura elástica. No obstante, merece ser resaltada la correlación en líneas generales entre altas velocidades de cizalla y bajas atenuaciones y viceversa. Estos resultados, deducidos en el marco de un estudio estructural más amplio, referido a la totalidad de la cuenca del mar Mediterráneo, están en concordancia con lo apuntado por los modelos elásticos y anelásticos regionales obtenidos para las áreas mediterráneas de la península Ibérica. La calidad de las matrices de resolución asociadas a los diferentes modelos elásticos y anelásticos, notablemente buena desde los primeros kilómetros hasta unos 175-200 km de profundidad, según los casos, nos otorgan un razonable margen de confianza acerca de los resultados obtenidos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Instituto Nazionale di Geofísica (Italia) las facilidades dadas para la obtención de los registros sísmicos de las estaciones MEDNET, durante las estancias de M.D. Martínez en Roma en la sede de dicha institución. Este trabajo ha sido financiado gracias a los proyectos MAR95-1916-CO2-01 y PB95-0777, de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (DGICYT) y a los proyectos INTAS 93-92 e INTAS 93-92-ext.

REFERENCIAS

- 1 G. Payo, V. Corchete, J. Badal, F.J. Serón, J.A. Canas y L. Pujades, "First two-station Rayleigh wave measurements for the northern Iberian region", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **82**, 3, pp. 1434-1452, (1992).
- 2 G. Payo, S. Nikolova y J. Badal, "Group velocity patterns of Rayleigh waves over the Iberian area", *Rev. Geofísica*, Vol. **48**, pp. 211-220, (1992).
- 3 J. Badal, V. Corchete, G. Payo, J.A. Canas y L. Pujades, "Shear wave velocity structure below the Iberian Peninsula as obtained by a detailed analysis of surface waves", *Tectonophysics*, Vol. **225**, pp. 167-190, (1993).
- 4 J. Badal, V. Corchete, G. Payo, L. Pujades y J.A. Canas, "Imaging of shear wave velocity structure beneath Iberia", *Geophys. J. Int.*, Vol. **124**, pp. 591-611, (1996).
- 5 X. Lana, G. Fernández-Mills, J. Badal y J.A. Canas, "Objective regionalization of Rayleigh wave dispersion data by clustering algorithms", *Geophys. J. Int.*, Vol. **129**, pp. 421-438, (1997).
- 6 J.A. Canas, F. de Miguel, F. Vidal y G. Alguacil, "Anelastic Rayleigh wave attenuation in the Iberian Peninsula", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. **95**, pp. 391-396, (1988).
- 7 J.O. Caselles, "Tomografía anelástica de la península Ibérica", Tesis doctoral, ETSECCPB, UPC, (1995).
- 8 J.O. Caselles, J.A. Canas, L. Pujades, X. Lana, J. Badal, V. Corchete y M. Navarro, "Improvements in the knowledge of the anelastic structure of the Iberian Peninsula from seismic data of the ILIHA project", *Geophys. J. Int.*, Vol. **129**, pp. 702-714, (1997).

- 9 G. Payo, "Crustal structure of the Mediterranean Sea by surface waves. Part I: Group velocity", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **57**, 2, pp. 151–172, (1967).
- 10 G. Payo, "Crustal structure of the Mediterranean Sea by surface waves. Part II: Phase velocity and travel times", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **59**, 1, pp. 23–42, (1969).
- 11 G. Calcagnile, F. D'Ingeo, P. Farrugia y G.F. Panza, "The lithosphere in the central-eastern Mediterranean area", *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **120**, pp. 389–406, (1982).
- 12 G. Calcagnile y G.F. Panza, "Crustal and upper mantle structure of the Mediterranean area derived from surface-wave data", *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. **60**, pp. 163–168, (1990).
- 13 M.M. Rocamora, "Propagación y atenuación de ondas superficiales. Aplicación al océano Atlántico y mar Mediterráneo", Tesis doctoral, ETSECCPB, UPC, (1992).
- 14 M.D. Martínez, X. Lana, J. Badal, J.A. Canas y L. Pujades, "Preliminary objective regionalization of the Mediterranean basin derived from surface-wave tomography", *Ann. Di Geofisica*, Vol. **XL**, 1, pp. 43-59, (1997).
- 15 M.D. Martínez, "Estructura elástica y anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo. Interpretación de velocidades de grupo y coeficientes de atenuación del modo fundamental de las ondas de Rayleigh", Tesis doctoral, ETSECCPB, UPC, (1998).
- 16 T.B. Yanovskaya, "Solution of the inverse problema of seismology for laterally inhomogeneous media", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. **79**, pp. 293–304, (1984).
- 17 A. Dziewonsky, S. Bloch y M. Landisman, "A technique for the analysis of transient seismic signals", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **59**, 1, pp. 427–444, (1969).
- 18 R.B. Herrmann, "Some aspects of band-pass filtering of surface waves", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **63**, 2, pp. 663–671, (1973).
- 19 M. Cara, "Filtering of dispersed wavetrains", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. **33**, pp. 65–80, (1973).
- 20 H.J. Hwang y B.J. Mitchell, "Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **76**, 3, pp. 847–864, (1986).
- 21 V. Corchete, J. Badal, G. Payo y F.J. Serón, "Filtrado de ondas sísmicas dispersadas", *Rev. Geofis.*, Vol. **45**, pp. 39–58, (1989).
- 22 A. Ben-Menahem, "Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle", *J. Geophys. Res.*, Vol. **70**, pp. 4641–4651, (1965).
- 23 G. Backus y F. Gilbert, "The resolving power of gross Earth data", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. **16**, pp. 169–205, (1968).
- 24 G. Backus y F. Gilbert, "Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data", *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, Vol. **A266**, pp. 123–192, (1970).
- 25 I. Nakanishi y D.L. Anderson, "Worldwide distribution of group velocity of mantle Rayleigh waves as determined by spherical harmonic inversion", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **72**, pp. 1185–1194, (1982).
- 26 C.E. Nishimura y D.W. Forsyth, "Anomalous Love wave phase velocities in the Pacific: sequential pure-path and spherical harmonic inversion", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. **81**, pp. 389–407, (1985).
- 27 O. Kulhanek, "*Introduction to digital filtering in geophysics. Developments in solid Earth geophysics*", Vol. **8**, Elsevier, New York, USA, (1976).

- 28 W. Menke, “*Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*”, Academic Press Inc., Orlando, Florida, USA, (1984).
- 29 J.N. Franklin, “Well-posed stochastic inversions of ill-posed linear problems”, *J. Math. Anal. Appl.*, Vol. **31**, pp. 681–716, (1970).
- 30 R.S. Crosson, “Crustal structure modelling of earthquake data. I. Simultaneous least squares estimation of hypocentre and velocity parameters”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **81**, pp. 3036–3046, (1976).
- 31 S. Bloch, A.L. Hales y M. Landisman, “Velocities in the crust and upper mantle of Southern Africa from multi-mode surface wave dispersion”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **59**, 4, pp. 1599–1629, (1969).
- 32 K. Aki y P.G. Richards, “*Quantitative seismology: Theory and methods*”, W. Freeman and Co., San Francisco, USA, (1980).
- 33 W.T. Thomson, “Transmission of elastic waves through a stratified solid medium”, *J. Appl. Phys.*, Vol. **21**, pp. 89–93, (1950).
- 34 N.A. Haskell, “The dispersion of surface waves in multilayered media”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **43**, pp. 17–34, (1953).
- 35 M. Båth, “*Mathematical aspects of seismology*”, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, The Netherlands, (1968).
- 36 W.L. Rodi, P. Glover, T.M. C. Li y S.S. Alexander, “A fast accurate method for computing group-velocity partial derivatives for Rayleigh and Love modes”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **65**, 5, pp. 1105–1114, (1975).
- 37 D.L. Anderson, A. Ben-Menahem y C. Archambeau, “Attenuation of seismic energy in the upper mantle”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **70**, pp. 1441–1448, (1965).
- 38 E. Boschi, D. Giardini, A. Morelli, G. Romeo y Q. Taccetti, “MedNet-The broad-band seismic network for the Mediterranean”, *Nuovo Cimento*, Vol. **14**, pp. 1–21, (1991).
- 39 D. Giardini, E. Boschi, S. Mazza, A. Morelli, D. Ben Sari, D. Najid, H. Benhallou, M. Bezzeghoud, H. Trabelsi, M. Hfaïdh, R.M. Kebeasy y E. M. Ibrahim, “Very-broad-band seismology in Northern Africa under the MEDNET project”, *Tectonophysics*, Vol. **209**, pp. 17–30, (1992).
- 40 E. Wielandt y G. Streckeisen, “The leaf-spring seismometer, design and performance”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **72**, pp. 2349–2367, (1982).
- 41 X. Lana, J.O. Caselles, J.A. Canas, L. Pujades, J. Badal y M.D. Martínez, “Anelastic structure of the Iberian Peninsula obtained from an automated regionalization algorithm and the stochastic inversion”, *Tectonophysics*, Vol. **304**, pp. 219–239, 1999.
- 42 G. Mele, A. Rovelli, D. Seber y M. Barazangi, “Shear wave attenuation in the lithosphere beneath Italy and surrounding regions: Tectonic implications”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **102**, B6, pp. 11863–11875, (1997).
- 43 E. Banda, J. Ansorge, M. Boloix y D. Córdoba, “Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (western Mediterranean)”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. **49**, pp. 219–230, (1980).
- 44 G. Pascal, A. Mauffret y P. Patriat, “The ocean-continent boundary in the Gulf of Lyon from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling”, *Geophys. J. Int.*, Vol. **113**, pp. 701–726, (1993).
- 45 M.D. Martínez y X. Lana, “Some elements of mathematical information theory and total inversion algorithm applied to travel time inversion”, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. **137**, (1/2), pp. 113–132, (1991).