

Modelo tridimensional de atenuación anelástica de las ondas sísmicas en la Península Ibérica

J.O. Caselles
J.A. Canas
Ll.G. Pujades
R.B. Herrmann

Monografías de Ingeniería Sísmica

Editor A. H. Barbat

Modelo tridimensional de atenuación anelástica de las ondas sísmicas en la Península Ibérica

J.O. Caselles¹
J.A. Canas¹
Ll.G. Pujades¹
R.B. Herrmann²

(1) Dpto. Ingeniería del Terreno
E.T.S.E.C.C.P.B.
Universidad Politécnica de Cataluña
Barcelona, España

(2) Dpt. Earth Atm. Sciences
Saint Louis University
Saint Louis, USA

CENTRO INTERNACIONAL DE METODOS NUMERICOS EN INGENIERIA
Edificio C1, Campus Norte UPC
C/ Gran Capitán, s/n
08034 Barcelona, España.

MONOGRAFIAS DE INGENIERIA SISMICA
Editor A.H. Barbat

ISSN: 1134-3249

**MODELO TRIDIMENSIONAL DE ATENUACIÓN ANELÁSTICA DE LAS ONDAS SÍSMICAS
EN LA PENÍNSULA IBÉRICA**
Monografía CIMNE IS-16
© Los Autores

ISBN: 84-87867-60-X
Depósito Legal: B-41309-95

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado en parte por la DGICYT, proyectos número PB92-0708 y PB93-0972, el proyecto CR6940112 de la NATO y una beca FI de la CIRIT del primer autor.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Introducción	1
1.2 Revisión histórica	3
2. CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS Y GEOLÓGICAS	7
2.1 introducción	7
2.2 Aspectos geológicos	7
2.3 Sismicidad	11
2.4 Gravimetría	13
2.5 Perfiles	13
2.6 Coeficientes de atenuación anelásticos y factores de calidad	14
2.7 Q de coda	16
2.8 Modelos de velocidades de cizalla	17
2.9 Atenuación de ondas L_g	18
2.10 Peligrosidad sísmica	18
3. MODELADO INVERSO Y TOMOGRAFÍA	19
3.1 Introducción	19
3.2 Expansión geométrica	21
3.3 Atenuación anelástica	22
3.4 Cálculo de la amplitud espectral	23
3.5 Relación $\gamma - Q_\beta$	24
3.6 Dependencia frecuencial	26
3.7 Método de inversión	26
3.8 Cálculo de la velocidad de fase	29
3.9 Cálculo de las derivadas de la velocidad de fase	31
3.10 Tomografía	34

4. SELECCIÓN DE LOS DATOS	35
4.1 Introducción	35
4.2 Selección de los terremotos registrados analógicamente	36
4.3 Selección de los terremotos registrados por la red nars	36
4.4 Análisis de los simogramas y aplicación de la teoría de inversión ..	40
4.5 Modelos elásticos de tierra	42
4.6 Dependencia frecuencial	45
4.7 Aplicación de la tomografía	45
5. COEFICIENTES DE ATENUACIÓN ANELÁSTICA Y FACTORES DE CALIDAD	47
5.1 Introducción	47
5.2 Coeficientes de atenuación y factores de calidad en las trayectorias puras.	49
5.3 Coeficientes de atenuación y factores de calidad en las trayectorias mixtas de la red nars.	55
5.4 Factores de calidad en las trayectorias con registro analógico	68
6. FACTORES DE CALIDAD DEPENDIENTES DE LA FRECUENCIA	77
6.1 Introducción	77
6.2 Factores de calidad dependientes de la frecuencia en las trayectorias puras	78
6.3 Factores de calidad dependientes de la frecuencia en las trayectorias mixtas	83
6.4 Factores de calidad dependientes de la frecuencia en las trayectorias con registro analógico	84

7. IMÁGENES TOMOGRÁFICAS DE LA ATENUACIÓN ANELÁSTICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA	85
7.1 Introducción	85
7.2 Tomografía con los resultados obtenidos de las redes nars y wwssn	86
8. COMPARACIÓN ENTRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS Y LOS ESTABLECIDOS EN OTROS ESTUDIOS	107
8.1 Introducción	107
8.2 Comparación con los coeficientes de atenuación anelástica conocidos	108
8.3 Comparación con los valores de fricción interna conocidos	109
8.4 Comparación con las velocidades de las ondas de cizalla	109
8.5 Comparación con los valores de Q_c	110
8.6 Comparación con los resultados de atenuación de las ondas L_g ..	110
8.7 Comparación con resultados de pseudoaceleraciones del terreno ...	111
8.8 Comparación con las características sismo-geotectónicas	111
8.9 Comparación con valores de fricción interna de otras zonas de la tierra	111
BIBLIOGRAFÍA	113

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

La atenuación anelástica es uno de los parámetros que indica lo rápidamente que se atenúan las ondas sísmicas en su recorrido desde el foco hasta cada punto de la Tierra. Su importancia radica en contribuir al cálculo de la peligrosidad sísmica, es decir, posibilita predecir que aceleración máxima puede sufrir un lugar si se produce un terremoto en cualquier otro de la litosfera. Además, la inversión de estos datos conllevará el conocimiento, en profundidad, de las características anelásticas de las capas en que se considera dividido el modelo de Tierra y por tanto proporcionará una cierta visión de su estructura.

Este estudio se ha realizado a partir de datos de ondas de Rayleigh, éstas son ondas sísmicas que se propagan por la superficie de la Tierra o sus discontinuidades con polarización vertical. En la aplicación al estudio de la estructura terrestre, sus principales características son presentar un máximo de amplitud en la superficie libre y atenuarse con la profundidad. La atenuación con la profundidad es tanto menor cuanto mayor sea la longitud de onda o el período, por lo que, estudiando el comportamiento de éstas, a diferentes frecuencias, obtendremos información de las características geofísicas de los materiales según la profundidad. En general, para el rango de períodos estudiado (entre 10 y 120 segundos) obtendremos información de la corteza y manto superior.

Desde 1969 se han realizado diversos trabajos sobre atenuación anelástica de ondas sísmicas de periodo largo en la Península (p.e. Payo, 1969; Pujades, 1987; Canas et al., 1988; Blay, 1991), todos ellos utilizando registros de los cinco observatorios fijos de éste tipo existentes. La colocación temporal de los sismógrafos de banda ancha del experimento ILIHA (entre marzo de 1988 y febrero de 1989) permitió aumentar, de forma considerable, el cubrimiento que se tenía de la Península, puesto que con las cinco estaciones de largo periodo que constituyen la red WWSSN no es posible cubrir ni el tercio norte ni el tercio occidental de la Península (Fig. 1.1a). En estas condiciones no era posible realizar ni una regionalización ni una tomografía.

Se situaron las trece estaciones de banda ancha de la red NARS (Proyecto ILIHA) en 14 emplazamientos distintos de la Península (la estación situada en Fabra, NE23, fue trasladada a El Torn, NE30, en mitad de la campaña). Con esta disposición el tercio norte y occidental peninsular quedan cubiertos con tres estaciones cada uno (Fig. 1.1b).

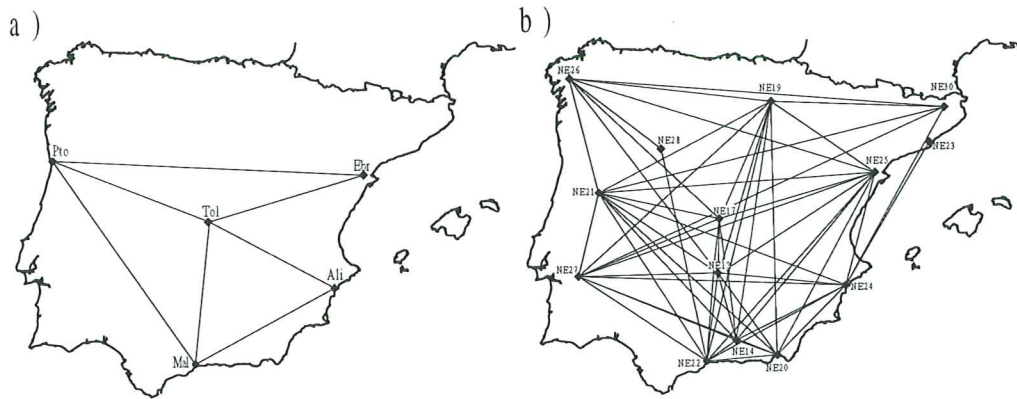


Figura 1.1 a) Situación de las estaciones de registro analógico y trayectorias utilizadas. b) Situación de las estaciones de la red NARS y trayectorias utilizadas.

Mientras en los estudios elásticos solo es necesario el tiempo de llegada, en los estudios de anelasticidad se necesita trabajar con la amplitud de la señal sísmica que a menudo viene afectada por efectos instrumentales, geología local, dispersión (scattering) y características de la fuente (Anderson et al., 1965). Para paliar estos efectos, se trabaja en condiciones muy restrictivas y promediando el mayor número posible de eventos. Ésta forma de trabajar permite obtener información fiable del valor medio de la atenuación anelástica para cada trayectoria posible y, por otro lado, nos obliga a realizar el estudio con gran número de datos de los cuales solo serán seleccionados unos pocos. Bajo estas condiciones, no se ha podido calcular la atenuación anelástica para la totalidad de las trayectorias.

La Península se ha subdividido en 4 regiones que se consideran suficientemente homogéneas (Capítulo 2). Esta regionalización a priori se ha efectuado para poder promediar un mayor número de registros y, con ello, disminuir el error asociado a los resultados obtenidos. El método utilizado es el de las dos estaciones (Capítulo 3).

A partir de los catorce emplazamientos se pueden realizar noventa trayectorias diferentes entre pares de estaciones, contrariamente a los Observatorios fijos que solo permiten diez. De las noventa trayectorias solo se han podido utilizar cincuenta y cinco por causas que se especifican en el Capítulo 4.

La distribución de las estaciones era bastante uniforme para toda la Península salvo en la zona Béticas (sureste peninsular) donde existe una mayor concentración; ésto se refleja en una densidad de observaciones importante para todo el territorio. Debido a ello, se han podido efectuar un gran número de trabajos

a partir de los datos del proyecto ILIHA (p.e. Badal et al., 1992; Payo et al., 1992; Maupin y Cara, 1992; Diez, 1993).

Los datos de la red NARS son digitales, constituyendo una ventaja frente a los de observatorios fijos de la Península cuyos registros son analógicos. Con ello el tratamiento de los datos es más fácil al evitar el proceso de digitalización y gran parte de la corrección de la línea base.

De los datos suministrados, se han seleccionado los que se creían útiles para el trabajo y se les ha aplicado la técnica de las dos estaciones para calcular el coeficiente de atenuación anelástica (Capítulo 5). Este coeficiente (γ) nos proporciona la atenuación de las ondas para cada frecuencia y trayectoria.

Ya que las capas de material, hasta una cierta profundidad, son responsables de la atenuación de una determinada frecuencia, podemos invertir estos coeficientes para calcular el valor del factor de calidad (llamado también Q , o el inverso de éste llamado fricción interna, Q^{-1}) de cada capa (Capítulos 5 y 6). De la comparación de los factores de calidad obtenidos entre diferentes trayectorias se obtienen las variaciones de la estructura anelástica en la Península Ibérica. Cabe destacar que dependiendo de las ondas analizadas, el factores de calidad obtenido es diferente; para las ondas compresionales se denomina Q_α y para las ondas de cizalla Q_β . Debido a que existe una relación entre ellos ($Q_\alpha \simeq 2Q_\beta$, Anderson et al., 1965) se ha optado por trabajar solamente con el de cizalla. Por todo ello, en este trabajo cuando se hable de fricción interna o factor de calidad se entenderá que nos referimos al de las ondas de cizalla.

También se han invertido los coeficientes de atenuación anelástica calculados por Blay (1991) a partir de registros de los observatorios fijos y han sido comparados con los obtenidos por la red NARS (Capítulos 5 y 6). Estos datos han servido para completar la tomografía.

Con los datos de fricción interna se ha realizado la tomografía anelástica de la Península Ibérica (Capítulo 7). Ésta tomografía permite visualizar los resultados anelásticos obtenidos a partir de las 55 trayectorias y permite la interpolación de los resultados, calculados como promedio de las trayectorias, a la totalidad de los puntos del interior del dominio delimitado por las trayectorias.

1.2 REVISIÓN HISTÓRICA

A continuación se mencionan, por orden cronológico, brevemente los trabajos más importantes realizados hasta la fecha sobre el tema.

Thomson (1950) desarrolló el cálculo matricial en medios estratificados aplicando la teoría de las ondas elásticas.

Haskell (1953) estableció técnicas matriciales y calculó la dispersión de la velocidad de fase.

Sato (1955) aplicó el método de la transformada de Fourier a dos estaciones para calcular la velocidad de fase.

Haskell (1960) dedujo teóricamente, utilizando cálculo matricial, la amplitud en superficie de las ondas SH en función de la velocidad de fase y el período.

Jeffreys (1961) aplicó el método variacional para calcular la velocidad de grupo.

Brune (1962) demostró que la atenuación anelástica se puede expresar como $e^{-\frac{\pi x}{QTu}}$, siendo x la distancia, Q el factor de calidad, T el periodo y u la velocidad.

Oliver (1962), realizando un estudio global de la dispersión de ondas de Rayleigh y Love para periodos entre 1 y 100 segundos, encontró características diferentes en los océanos y los continentes.

Haskell (1962) calculó teóricamente, utilizando el cálculo matricial, la amplitud de las ondas P y SV en la superficie en función de la velocidad de fase y el periodo.

Harkrider (1964), Knopoff (1964), Dunkin (1965) y Thrower (1965) desarrollaron las técnicas matriciales de Haskell para evitar problemas de precisión asociados a la existencia de un término exponencial.

Ben-Menahem (1965), aplicando el método de las dos estaciones, obtuvo que los valores de los coeficientes de atenuación eran proporcionales a la frecuencia al estudiar los valores de γ y Q en ondas Rayleigh y Love entre 50 y 330 s de periodo a partir de los registros de 12 terremotos.

Anderson et al. (1965) demostraron la relación entre el factor de calidad y los coeficientes de atenuación (Ec. 3.25) y encontraron experimentalmente que $2.5Q_\beta > Q_\alpha > 1.8Q_\beta$.

Bloch y Hales (1968) introdujeron la utilización del filtro pasa banda estrecho en la técnica del cálculo de la amplitud espectral.

Hudson (1969 a, b) desarrolló técnicas matriciales para la elaboración de sismogramas sintéticos.

Dziewonski et al. (1969) añadieron al método técnicas de filtrado para encontrar la amplitud espectral.

Payo (1969) publicó el primer artículo de Q_R en la Península Ibérica. Obtuvo el primer modelo de velocidades de la Península Ibérica a partir de tres estaciones de período largo de la red WWSSN. Las estaciones fueron Toledo, Porto y Málaga. Calculó que la base de la litosfera se encontraba a unos 90 km de profundidad.

Tsai y Aki (1969), estudiando un terremoto, encontraron que las zonas de baja velocidad se corresponden con zonas de bajo factor de calidad y que para períodos menores de 20 s el factor de calidad depende de la frecuencia.

Landisman et al. (1969) incorporaron el método de la ventana móvil en el cálculo de la velocidad de grupo.

Der et al. (1970), Franklin (1970), Jordan y Franklin (1971) y Wiggins (1972) desarrollaron técnicas de inversión estocástica aplicadas a ondas superficiales.

Takeuchi y Saito (1972) extendieron la técnica variacional para encontrar las perturbaciones de primer orden de la velocidad de fase en función de las perturbaciones de los parámetros de la estructura de la Tierra (λ , μ , y ρ). Este

método es el utilizado en el presente trabajo para calcular las derivadas parciales de la velocidad de fase.

Herrmann (1973) modificó la técnica de filtraje de Dziewonski et al. (1969).

Solomon (1973) explicó la zona de baja Q en la zona de acreción mediooceánica mediante una extensa fusión parcial provocada por un aumento de la temperatura.

Lee y Solomon (1975) invirtieron simultáneamente el factor de calidad calculado para las ondas Rayleigh y Love en el Oeste y en el Centro-Oeste de Estados Unidos. Hallaron valores diferentes para las dos regiones hasta profundidades correspondientes a la astenosfera.

Mitchell (1976), en un estudio sobre atenuación en el océano Pacífico, encontraron que los coeficientes de atenuación anelástica son superiores que en Norte América.

Yacoub y Mitchell (1977), en un estudio sobre la placa Eurasiática, mostraron que la atenuación en zonas tectónicamente activas es mayor que en zonas estables.

Canas y Mitchell (1978) observaron variaciones laterales de la atenuación anelástica en el Océano Pacífico.

Anderson y Minster (1979) hallaron que el factor de calidad es proporcional a la frecuencia en zonas en que éste es bajo e inversamente proporcional para período largo en el Atlántico.

Mitchell (1980) encontró evidencias de dependencia frecuencial para la fricción interna entre 1 y 40 s de período en el Este de Norte América.

Canas y Mitchell (1981), en un estudio del océano Atlántico, dedujeron que el factor de calidad y el coeficiente de atenuación anelástico dependen de la antigüedad del suelo del océano.

De Miguel y Vidal (1982) calcularon un promedio de la atenuación de las ondas L_g para la Península Ibérica.

Singh y Herrmann (1983), en un estudio del factor de calidad en los Estados Unidos, hallaron que éste es mayor en las zonas estables que en las tectónicamente activas.

Canas et al. (1987) calcularon la Q_c en la Península Ibérica.

Canas et al. (1988) calcularon el coeficiente de atenuación anelástica de las ondas Rayleigh para tres trayectorias de la Península Ibérica. Encontraron que el factor de calidad es menor en las zonas tectónicamente activas que en las estables.

García (1989) hizo un estudio del coeficiente de atenuación anelástico en la Península Ibérica para las ondas L_g , resultando que el coeficiente de atenuación anelástica es mayor en las zonas tectónicas que en las estables.

Badal et al. (1990) con las mismas estaciones que Payo (1969), pero utilizando nuevas técnicas, encontraron un modelo de Tierra para cada trayectoria. Los modelos son muy parecidos entre sí y al publicado por Payo (1969), pero con mayor definición. La base de la litosfera se situaría entorno a 80 km de profundidad, existiendo un canal de baja velocidad entre los 80 y los 180 km.

Pujades et al. (1990) realizaron el mapa de iso- Q_c para la Península Ibérica.

Vives (1990) calculó el coeficiente de atenuación anelástico en el Este de la Península Ibérica para las componentes vertical y horizontal de las ondas L_g , encontrando variaciones laterales y deduciendo que la anisotropía ha de ser pequeña.

Blay (1991) calculó el coeficiente de atenuación anelástico en las trayectorias que unen las cinco estaciones de período largo de la red WWSSN de la Península.

Badal et al. (1992) a partir de las cinco estaciones de período largo de la red WWSSN de la Península Ibérica encontraron un modelo de velocidad en nueve pares de estaciones. En este mismo trabajo realizan la primera tomografía de la Península mediante las velocidades de cizalla de las ondas Rayleigh.

Payo et al. (1992) utilizando los registros de la red NARS del proyecto ILIHA calcularon un modelo elástico de Tierra para cada uno de los doce pares de estaciones de esta red en el norte de la Península Ibérica. Encontraron que la astenosfera se encuentra localizada entre los 80 km y los 180 km de profundidad, con dos canales de baja velocidad en la litosfera.

Corchete et al. (1993), utilizando los registros de la red NARS correspondientes a la estructura Herciniana, encuentran resultados parecidos a los citados en Payo et al. (1992).

Badal et al. (1993) realizan la tomografía de la velocidad de cizalla de las ondas de Rayleigh en la Península Ibérica con datos digitales.

Blanco y Spankman (1993), mediante inversión de las anomalías del tiempo de llegada de la onda P, realizaron una tomografía de éstas en la Península Ibérica. Según los autores, una anomalía entre los 200 y los 700 km de profundidad en el sureste se interpreta como la subducción de una placa litosférica que se relacionaría con la sismicidad de la zona.

Caselles et al. (1993), utilizando los registros de la red NARS, calcularon los coeficientes de atenuación anelásticos de las ondas de Rayleigh para la Península.

Mitchell y Xie (1994) ha realizado un estudio de anelasticidad utilizando ondas L_g y Rayleigh hasta 50 segundos de periodo. En éste propone que el factor de calidad Q_β presenta una dependencia frecuencial diferente en cada capa para todo el rango de frecuencias estudiado.

Badal et al. (1995) han realizado la inversión de la velocidad de fase para todos los datos de la red NARS de periodo largo, encontrando un modelo de velocidad en cada trayectoria.

Corchete et al. (1995) han calculado un modelo elástico medio de litosfera-astenosfera (ILA) en la Península Ibérica a partir de los datos de la red NARS, realizando la tomografía correspondiente.

Nikolova et al. (1995) han realizado una nueva y más detallada tomografía de velocidades, basada en el método de Yanovskaya (1984) y considerando la aproximación de Backus y Gilbert (1968 y 1970), con todos los datos disponibles que suministró la red ILIHA.

CAPÍTULO 2

CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS Y GEOLÓGICAS

2.1 INTRODUCCIÓN

Debido a la propia naturaleza del trabajo y a los datos disponibles es necesaria una regionalización a priori de la Península Ibérica (Capítulo 4). La regionalización comporta buscar criterios objetivos que permitan dividir la zona de estudio en regiones con el mayor grado de homogeneidad posible. Para ello hay que tener en cuenta que, al utilizar ondas con períodos mayores de 10 segundos, las primeras capas no afectarán a nuestras observaciones. De entre todos los factores posibles, que afectan a este trabajo, se han estudiado criterios: geológicos, sismotectónicos, basados en perfiles sísmicos, basados en mapas gravimétricos, magnéticos, de peligrosidad sísmica y de pseudoaceleraciones esperadas, además de otros estudios de ondas superficiales como Q_β , Q de coda, modelos de velocidades de ondas de cizalla y coeficientes de atenuación.

De cada uno de estos estudios se reunió información hasta una cierta profundidad, dependiendo del método. Una recopilación de todos ellos nos dará una visión de las características geofísicas y geológicas en profundidad de la Península Ibérica.

2.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

La Península Ibérica se encuentra dentro del marco global del contacto entre la placa Africana y la placa Euroasiática. El hecho de que la Península quede atrapada en medio de este acercamiento comporta una gran complejidad y heterogeneidad lateral en sus estructuras, especialmente en los bordes de las placas. Durante su evolución se han producido episodios compresivos y distensivos, a veces simultáneos, que han aprovechado antiguas macrofracturas cuyas orientaciones eran diferentes a las de estos procesos.

Geológicamente se puede dividir la Península en tres tipos de estructuras: La zona que se formó durante el ciclo Herciniano, las estructuradas en el ciclo Alpino y las correspondientes a la extensión Neógena.

La **zona Herciniana** es la que constituye la mayor parte de la Península Ibérica, estando formada por materiales de esta época no deformados por procesos posteriores, aunque gran parte de su extensión está cubierta por terrenos mesozoicos y terciarios.

En general estas cuencas posthercinianas tienen relativamente poca potencia (2 - 3 km) por lo que no afectan a los datos de atenuación en nuestro rango de períodos, con longitudes de onda muy superiores a estas profundidades.

El Macizo Ibérico se puede dividir en unidades alargadas, paralelas a la dirección de la estructura Herciniana. Las zonas internas están más deformadas y son más antiguas que las externas mientras que, en la parte meridional (Osa Morena y Surportuguesa) se encuentra el vulcanismo preorogénico de mayor importancia relativa. Este vulcanismo presenta una clara disposición lineal, lo que indica que debe jalonar antiguas fracturas importantes y persistentes (IGME, 1974).

Durante el Mesozoico, el Macizo Ibérico formó una área con tendencia a la elevación y estuvo rodeada por zonas de sedimentación marina, que avanzaban más o menos en el interior del macizo según la época.

Como consecuencia del avance del mar en el interior del macizo se formaron en él dos estructuras de cuenca, la Cuenca del Duero y la Cuenca de Castilla la Nueva.

La **zona Alpina** está formada por terrenos fuertemente deformados por los procesos de compresión alpina. Esta zona está constituida por los Pirineos y el Sistema Ibérico en el noreste y las Béticas en el sur.

Los Pirineos presentan, a diferencia de otras cordilleras alpinas, la peculiaridad de tener una forma rígidamente lineal, desarrollo del metamorfismo muy localizado, débil actividad magmática y una estructura tectónica relativamente simple. Abarca desde las costas del Mediterráneo hasta las del cantábrico (alrededor de Santander) con un grosor que varía desde pocos kilómetros en sus extremos hasta unos 100 km en su parte central.

Los Pirineos son un conjunto de sierras de encabalgamiento reciente que tiene una disimetría en la estructura profunda con un ensanchamiento de la corteza en su parte axial (espesor de unos 50 km). Este ensanchamiento desaparece bruscamente al norte de la falla Nord-Pirenaica (Gallart et al., 1985). La estructura de encabalgamiento se desarrolla al hundirse la placa Ibérica bajo la Europea adquiriendo forma de abanico. Alrededor de la falla Nord-Pirenaica las fracturas son verticales y con profundidades importantes; en cambio hacia el sur, los encabalgamientos se disponen casi horizontalmente en la parte superior, dando lugar en las zonas externas a un sistema de plegamientos y encabalgamientos dirigidos hacia el sur (Santanach et al., 1989). Los materiales antiguos muestran una estructura y un metamorfismo herciniano a los que se ha añadido el plegamiento alpino, estando también afectados por un levantamiento posterior y, en algunas zonas, por una tectónica de rift también posterior.

Dentro de los Pirineos podemos observar diferencias internas. En la zona

oriental se produce una transición del régimen compresivo del Pirineo central al régimen distensivo de la Cadena Costero-Catalana. De la observación de las fallas, visibles en superficie que afectan al cuaternario, parece desprenderse un predominio del régimen distensivo. Así, según algunos autores (p.e. Fonboté et al., 1987), se pueden identificar por un lado características relacionadas con el sistema de encabalgamiento en las estructuras E-W (falla Nord-Pirenaica y encabalgamiento Ribes-Camprodon) y por otro con la de *rifting* en estructuras NE-SW (falla de Matet-Fillols, Tec, Cerdanya-Tet) y a la subsidencia de Roses.

En el extremo occidental de los Pirineos se encuentra una importante zona de fracturas (falla de Pamplona) que permite pasar de las estructuras del Pirineo a las del Pirineo del Golfo de Vizcaya, donde la placa Europea Oceánica se hunde bajo de la Ibérica Continental (Santanach et al. 1989).

En la zona central de los Pirineos la actividad parece venir determinada por un gran número de pequeñas fallas, asociadas a la Falla Nord-Pirenaica, con un movimiento predeterminado por su orientación previa (Fonboté, et al., 1987). En algunas partes de la zona central parece haber evidencias neotectónicas de procesos distensivos, aunque estas podrían tener un carácter local, siendo el régimen general de tipo compresivo. En la zona de Viella (Vall d'Aran, Lleida) se encuentran evidencias neotectónicas de fracturaciones ligadas a la descompresión de grandes vertientes rocosas, cuya causa radicaría en la retirada de los últimos glaciares cuaternarios (Bordonau y Vilaplana, 1986).

El Sistema Ibérico es un caso de cordillera de tipo intermedio. Ni la evolución sedimentaria ni el estilo tectónico se corresponden con los de un elemento típico del sistema Alpino y, aunque los depósitos sedimentarios mesozoicos sean de grosor considerable en algunos puntos y se observen zonas bastante deformadas, no existe actividad magmática postherciniana ni metamorfismo.

A pesar de los cambios a lo largo del Mesozoico en la cuenca de sedimentación, no es hasta el Terciario cuando se produce la verdadera deformación de la cordillera Ibérica. El zócalo se fractura en bloques y la cobertera en parte se pliega y en parte se adapta a la estructura del zócalo, dando así estructuras de revestimiento.

Este dominio es afectado en el Neógeno por la tectónica de fracturas de tipo distensivo originando la depresión de Calatayud-Teruel (Julivert, 1954; Colomer y Santanach, 1988).

Por su grado de deformación, escasez de datos y ya que la Cordillera Pirenaica y el Sistema Ibérico pueden considerarse una unidad estructural (Udías, 1982) se han unido en una sola región.

La **Cordillera Bética** se extiende desde las zonas del Rift en el norte de África hasta Alicante, pasando por Gibraltar; en Alicante se hunde en el mar para reaparecer en Baleares. Por su grado de deformación y metamorfismo se divide en Béticas externas e internas, subdividiéndose la primera en Prebética y Subbética.

Cabe destacar que las Béticas internas no pertenecen a la placa Ibérica (pe.

Andrieux et al., 1971, Vegas y Banda, 1982) constituyendo la zona externa el borde de la placa Ibérica.

La cordillera Bética incluye el complejo del Campo de Gibraltar y otros dominios más al este constituidos por mantos de corrimiento de las Béticas internas; la depresión del Guadalquivir, que con características de antifosa, bordea la Bética externa separándola del macizo Ibérico; y las depresiones interiores postalpinas.

La zona Prebética solo aflora en la parte oriental aunque persiste más al oeste por debajo de materiales de la zona Subbética y al este tiene su continuación en las Islas Baleares. La estructura fundamental es la de una cobertera más o menos despegada del zócalo a nivel del Trías y en general plegada con poca intensidad. Los pliegues muestran vergencia general hacia el exterior de la cordillera (Fallot, 1948; Lopez Garrido, 1971; Foucault, 1971). Con anterioridad a la tectónica compresiva esta zona había sido afectada por fallas normales en algunos sectores (Foucault, 1965; Lopez Garrido, 1971). Poco después del plegamiento se produjeron fallas de rumbo, numerosas en algunos sectores, que cortan las estructuras de plegamiento (Lopez Garrido, 1971; Jerez, 1973).

En la zona de las Subbéticas tampoco hay afloramiento ni de rocas metamórficas ni de plutónicas y está encabalgando sobre la zona Prebética hacia el N o el NO (Fallot, 1945) llegándose a encontrar algunos elementos subbéticos en la depresión del Guadalquivir por delante de la zona Prebética (Fontboté y García Dueñas, 1968, García Rossell, 1972). Posteriormente se originan fallas inversas y encabalgamientos de vergencia opuesta a la anterior (Blumenthal, 1934, García Dueñas, 1969). Durante el Mioceno superior y Plioceno se desarrollan pliegues de gran radio y fallas con creciente independencia respecto a rasgos estructurales anteriores.

En las Béticas internas o Béticas propiamente dichas, aflora el Paleozoico con rocas metamorizadas y hay claras evidencias de una importante actividad volcánica y subvolcánica. También aparecen erupciones posteriores a la orogenia Alpina relacionadas con la tectónica de fracturas reciente. En el interior de esta zona existen depresiones internas correspondientes a vastas cubetas sinclinales más o menos accidentadas por fallas de claro carácter postorogénico.

La **Cadena Costero Catalana** junto con el surco de Valencia son formaciones producidas durante la distensión Neógena de esta área (p.e. Julivert et al., 1974, Fontboté et al., 1987).

Estas zonas de distensión Neógena se superponen a las estructuras anteriores con diferencias claras entre ambas. La parte SO de la cordillera Costero Catalana tiene características de cordillera de tipo intermedio y está constituida por haces de pliegues que se conectan con la cordillera Ibérica (Llopis, 1947). Hacia el NE las zonas con deformación de cierta intensidad quedan limitadas a una estrecha franja entre bloques poco deformados (Priorat-Prades, Montseny-Guilleries, etc.). En su parte NE éstas se producen durante el Eoceno al igual que en los Pirineos.

Durante el Neógeno los movimientos de distensión originan una típica estructura de fosas y de bloques antitéticos (Llopis, 1947, Fontboté, 1954) delimitados por fallas normales (La Selva, Vallés-Penedés y Camp de Tarragona).

2.3 SISMICIDAD

Observando el mapa de distribución de epicentros en la Península Ibérica (Fig. 2.1), la actividad sísmica se sitúa principalmente en las zonas estructuradas durante la compresión Alpina, siendo especialmente intensa en la zona de las Béticas, ligeramente menor en el Pirineo Central e inferior en el Sistema Ibérico. Existen otros dos núcleos de menor actividad, uno situado al sur de Lisboa y otro asociado a la distensión Neógena de la Cordillera Costero-Catalana. Para el resto de la Península la sismicidad es dispersa. La actividad sísmica viene inducida principalmente por tres procesos: a) La abertura del Océano Atlántico en la Falla Azores-Gibraltar. b) La colisión entre África y Euroasia. c) La rotación de la Península Ibérica.

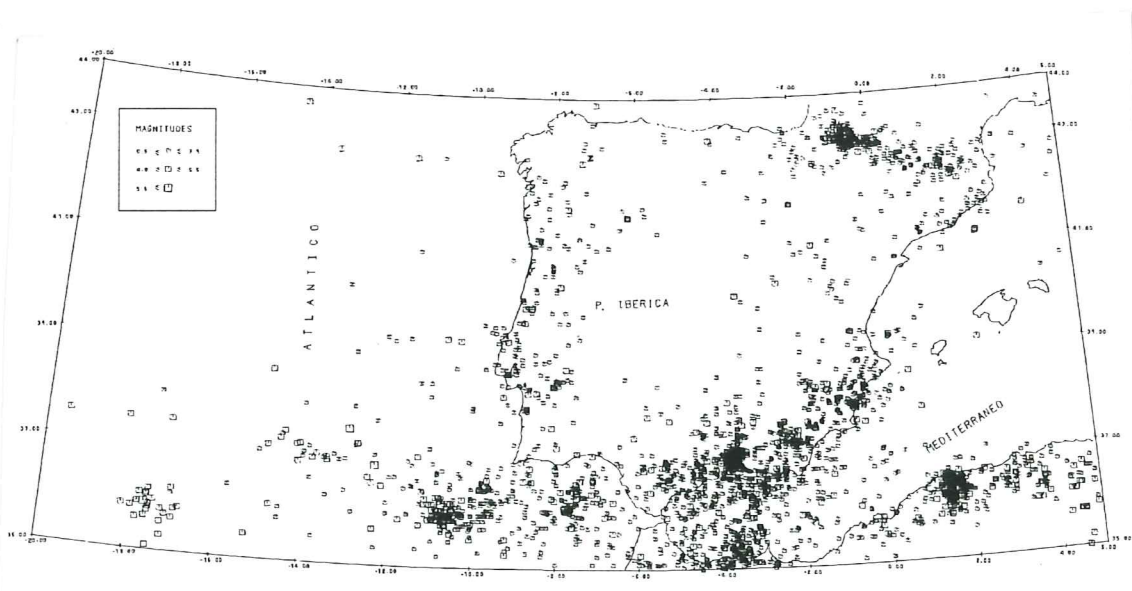


Figura 2.1 Mapa de epicentros de la Península Ibérica (I.G.N., 1992).

Otro dato importante es el rango de profundidades hipocentrales ya que nos dará idea de los procesos que la generan y de la extensión en profundidad de la fracturación, mientras que la magnitud máxima nos indicará la dimensión máxima de las fallas involucradas.

La **Cadena Costero-Catalana** tiene una moderada sismicidad relacionada con el sistema distensivo NE-SW (Fontboté et al., 1987). En extensión queda limitada al este por el mar donde existe una aparente asismicidad y al oeste por la cuenca del Ebro; por el norte su sismicidad tiene una continuación en la zona

oriental del Pirineo y la región volcánica de Olot. Se diferencia de estas dos zonas en un predominio de terremotos de menor intensidad que probablemente indica un tipo de relajación de esfuerzos diferente. La profundidad de los terremotos es muy superficial (menor de 25 km).

Entre la Cadena Costero Catalana y los Pirineos se encuentra la zona volcánica de Olot con características sísmicas marcadamente diferentes a ambas (p.e. Suriñach y Roca, 1985; Caselles, 1990). La diferenciación está probablemente relacionada con la transición de las estructuras distensivas del Neógeno a las estructuras de encabalgamiento de los Pirineos, todo ello unido al carácter volcánico de la zona.

En el **Pirineo** existen cuatro núcleos sísmicos. En la parte más oriental se aprecia una moderada sismicidad con una proporción pequeña de terremotos destructores (Caselles, 1990). La sismicidad tiene un carácter marcadamente superficial con hipocentros a profundidades menores de 30 km.

En el extremo occidental de los Pirineos existe un núcleo (alrededor de Pamplona) con una actividad sísmica muy acusada pero de muy baja intensidad. La distribución en profundidad de los hipocentros llega hasta a profundidades de 66 km, relativamente mayor que en el resto de los Pirineos.

En la parte central de los Pirineos, entorno a Pau, se encuentra la máxima actividad de la unidad Pirenaica, que parece estar relacionada con la Falla Nord-Pirenaica y otras fallas mas o menos subcorticales asociadas con ésta (Fontboté et al., 1987). Parece que la sismicidad se concentra en una franja E-W de unos 10 km de anchura que podría marcar la continuación en profundidad de esta falla, no visible en superficie. A tenor de las profundidades hipocentrales, la actividad sísmica es muy superficial (menor a 30 km) aunque algunos terremotos son ligeramente más profundos. Cabe destacar el gran porcentaje de terremotos de intensidad importante que existen en esta zona.

En la parte central, entorno a Viella, se encuentra el último núcleo del Pirineo. Se separa de la anterior por una estrecha franja asísmica. Al igual que ésta la sismicidad es de carácter muy superficial aunque no existe ningún evento profundo.

La actividad sísmica del **Sistema Ibérico** es muy baja y dispersa, aunque se han producido algunos eventos importantes (Cimballa, 15-2-1912 y Used, 28-9-1953).

La **zona de Lisboa** queda fuera de la región estudiada ya que no hay ninguna trayectoria que la cruce.

La sismicidad de la **zona de las Béticas** se extiende principalmente por las Béticas internas, penetrando en el mar de Alboran con un gran número de eventos de magnitud importante. La profundidad hipocentral es muy variada desde muy superficial a terremotos medianamente profundos (de hasta 100 km, con un terremoto posiblemente a 630 km de profundidad en Durcal, Gr., 29-3-1954 y magnitud=7.0).

Se distinguen tres núcleos principales de sismicidad: Málaga-Granada, Alme-

ría y Alicante-Murcia. Debido a la complejidad de la zona es difícil asociar esta sismicidad a estructuras concretas aunque parece ser que en su mayoría se podrían correlacionar con sistemas de esfuerzo compresivo, a la vista de algunos de los mecanismos focales resueltos en la zona.

2.4 GRAVIMETRÍA

En los mapas de anomalías de Bouguer (Banda et al., 1983; Casas y Carbó, 1990; I.G.N., 1992) se aprecia las anomalías negativas máximas aparecen en las Béticas, Pirineo Central, Cordillera Ibérica y Sistema Central, lo que indicaría un mayor grosor de la corteza en estas zonas. Contrariamente, se observan anomalías positivas (I.G.N., 1992) o valores cercanos a cero (Banda et al., 1983) en toda la costa y norte de la depresión del Guadalquivir, indicando un menor grosor de la corteza.

En cortes gravimétricos se observa un engrosamiento de la corteza desde Alborán (17 km) hasta la línea de costa (24 km). El eje de mínima anomalía de Bouguer en esta zona coincide con la "Betic Dorsal Unit", que se puede interpretar como resultado de la colisión de dos tipos de corteza a lo largo de una zona de sutura tapada por sedimentos neógenos (Casas y Carbó, 1990). Podemos también deducir por métodos gravimétricos una densidad baja del manto bajo el mar de Alborán.

En el Sistema Ibérico, según un corte entre Guadalajara y Zaragoza, se aprecia una base de la corteza ligeramente ondulada y a una profundidad de aproximadamente 40 km, con una densidad del manto superior de 3.2 g cm^{-3} . En otro corte desde el interior al mar se aprecia que, partiendo de estas características, la profundidad de la base de la corteza disminuye en dirección al mar llegando a 25 km de profundidad a unos 50 km mar adentro (Salas y Casas, 1993).

2.5 PERFILES

Los datos de perfiles sísmicos, por su propia naturaleza, son de carácter más local que otros datos geofísicos y, a excepción de los recogidos por Banda (1988) en el mapa de la Península Ibérica sobre la velocidad de la fase P_n y el grosor de la corteza, no se han unificado en un trabajo común. En este trabajo se refleja que, en la mayor parte de la Península, el grosor de la corteza es de 30 km aproximadamente con un engrosamiento en la zona axial de los Pirineos y en las Béticas y un adelgazamiento en el golfo de Valencia, zonas litorales de la costa de levante y mar de Alborán. Respecto a la velocidad de la fase P_n se encuentran valores de 8.0-8.3 km/s en la Península, mientras que en el mar de Alborán y Golfo de Valencia los valores son 7.5-7.9 km/s.

Cabe resaltar que por métodos de refracción sísmica se ha detectado un aumento del grosor de la corteza hacia el eje del Pirineo. En la zona Norpirenaica el grosor de la corteza es de 30 km en la parte central y disminuye hasta 20 km en las costas (Daignieres et al. 1981), mientras que en la zona axial el grosor

es de 50 km, 25 km y 40 km en la parte central, en la costa este y en la costa oeste respectivamente (Gallart, et al. 1981). Esto comporta una discontinuidad del grosor de la corteza con un salto de falla superior a 10 km, además se ha detectado que la fractura del valle del Tec afecta a toda la corteza (Gallart et al., 1980).

En la corteza del Golfo de Valencia también hay un adelgazamiento, apreciándose la variación del grosor desde los 30 km en Zaragoza a los 20 km en la costa de Castellón (Zeyen et al., 1985).

En un corte de la Península, resumen de otros, Banda et al. (1983) han determinado que el grosor de la corteza es de 20 km en el Mar de Alborán, 45 km en las Béticas internas y a partir de éstas decrece hasta 27 km en la Depresión del Ebro para volver a crecer hasta los 45 km en la zona axial de los Pirineos; en la Falla Norpirenaica existe un salto brusco hasta los 30 km de grosor.

2.6 COEFICIENTES DE ATENUACIÓN ANELÁSTICOS Y FACTORES DE CALIDAD

Canas et al. (1988) y Blay (1991) calcularon los coeficientes de atenuación anelástica para diferentes trayectorias de la Península Ibérica a partir de la componente vertical de las ondas de Rayleigh registrada por los observatorios de la red WWSSN. En el primer estudio el rango de periodos estudiados estaba comprendido entre 10 y 30 segundos mientras que en el segundo se abarcó entre los 7 y los 80 segundos.

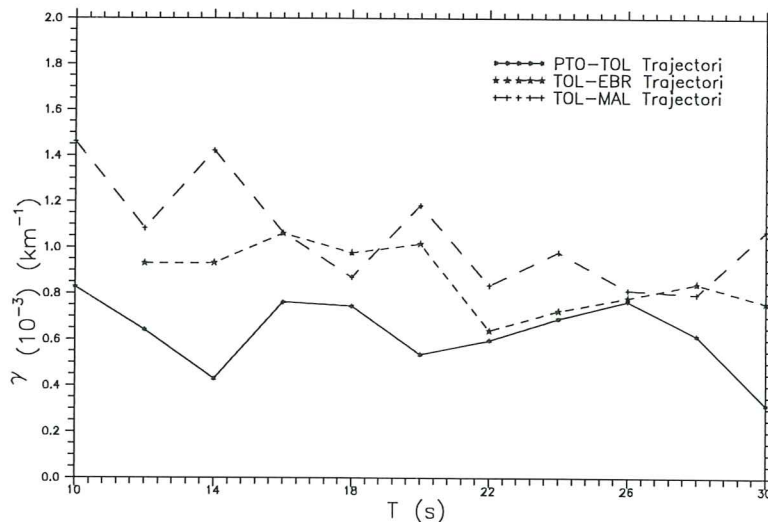


Figura 2.2 Coeficientes de atenuación anelástica en las trayectorias TOL-MAL, EBR-TOL y TOL-PTO (Canas et al., 1988).

Canas et al. (1988) obtuvieron el coeficiente de atenuación más elevado para la trayectoria TOL-MAL, atenuación intermedia en la trayectoria EBR-TOL y más baja para la trayectoria TOL-PTO (Fig. 2.2). Esto indicaría mayor

atenuación en el sur y levante de la Península Ibérica y menor en el centro y el oeste.

En el estudio de Blay (1991) en los periodos más grandes (> 40 s) las trayectoria más atenuante es TOL-ALI, seguida con bastante diferencia por ALI-MAL, mientras que casi todas las otras trayectorias tenían aproximadamente una atenuación parecida (PTO-MAL, PTO-TOL, PTO-EBR, TOL-EBR, TOL-MAL). Para periodos menores a 40 s se observa que la trayectoria TOL-MAL tiene, junto con la de TOL-ALI, mayores coeficientes de atenuación anelástica que el resto de trayectorias.

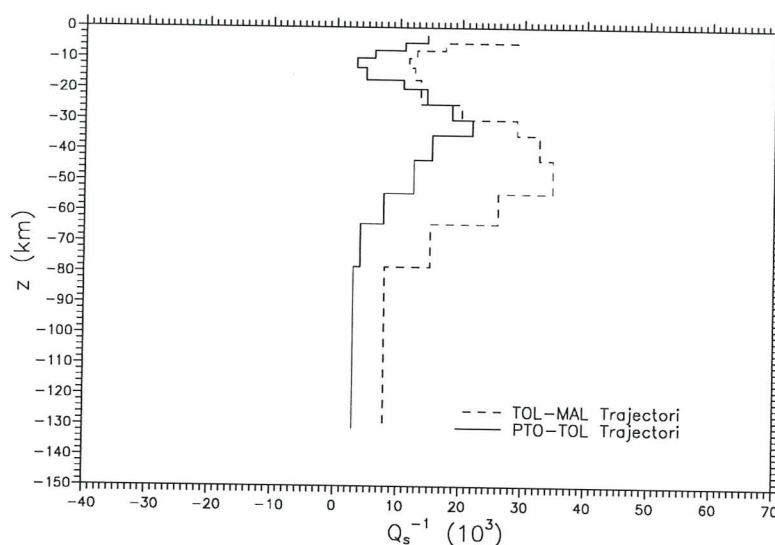


Figura 2.3 Modelo de factor de calidad en las trayectorias TOL-MAL y TOL-PTO (Canas et al., 1988).

En el trabajo de Canas et al. (1988) se invirtieron los coeficientes de atenuación para las trayectorias TOL-PTO y TOL-MAL para hallar sus modelos de factor de calidad (Q_β) hasta una profundidad de 80 km (Fig. 2.3). En sus resultados puede apreciarse que la Q_β es mucho mayor en TOL-PTO (máximo de 300) que en la TOL-MAL (máximo de 100). Las dos trayectorias tienen un comportamiento parecido con una zona de baja calidad a la profundidad de 30 km.

Por el mismo procedimiento Blay (1991) halló los modelos de fricción interna (Q_β^{-1}). De sus resultados se desprende la existencia, en general, de dos zonas en profundidad con alta fricción interna (alta atenuación). La primera está situada entre los 10 km de profundidad (en la trayectoria PTO-TOL) y los 25 km (trayectoria TOL-MAL) con un espesor entre 10 y 25 km. La segunda de estas zonas se encuentra entre los 50 km de profundidad (trayectorias PTO-TOL y TOL-EBR) y los 150 km (TOL-MAL) con un espesor entre 130 y 180 km y valores de Q_β^{-1} menores que la anterior. Tres trayectorias poseen una capa de alta fricción interna entre las dos citadas anteriormente (PTO-MAL, TOL-ALI

y TOL-MAL), situada entre los 15 y los 60 km de profundidad, con valores del factor de calidad intermedios a los de las dos capas anteriores.

Las capas de baja fricción interna entre las de alta fricción suelen tener poco espesor pero un valor de fricción próximo a cero, excepto en los casos PTO-TOL (7), TOL-ALI (10) y TOL-MAL (20).

2.7 Q DE CODA

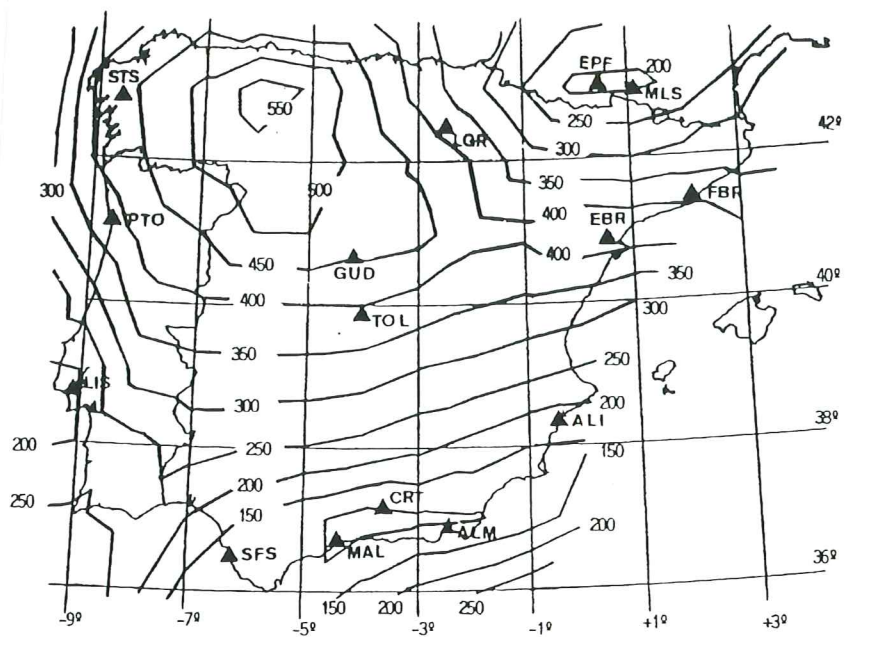


Figura 2.4 Mapa de Q de coda a una frecuencia de 1 Hz (Pujades et al., 1990).

Pujades et al. (1990) obtuvieron valores de Q de coda (Fig. 2.4) en función de la frecuencia analizando las ondas de coda en sismogramas de periodo corto y, mediante técnicas de inversión, calcularon el mapa de iso-Q de la Península Ibérica a 1 Hz.

De la observación del mapa a 1 Hz cabe resaltar que los valores más bajos (alta atenuación) se dan en la zona de las Béticas Externas con un mínimo relativo importante en el Pirineo central. El máximo se sitúa hacia el Noroeste peninsular.

En general podemos decir que la menor atenuación corresponde al cuadrante noroeste peninsular con un gradiente hacia el sur y el Pirineo Central.

2.8 MODELOS DE VELOCIDADES DE CIZALLA

Desde que se empezó a estudiar la velocidad de propagación de las ondas de cizalla en la Península Ibérica mediante ondas superficiales han ido apareciendo evidencias, cada vez más claras, de su importante inhomogeneidad. Recientemente, con la instalación provisional de las estaciones de banda ancha de la red NARS y con métodos tomográficos se ha determinado con gran precisión estas variaciones laterales en las velocidades (p.e. Payo et al., 1992; Corchete et al., 1993; Badal et al., 1993; Badal et al., 1995; Corchete et al., 1995, Nikolova et al., 1995).

Puede decirse que, en general, todos los autores encuentran menor velocidad de las ondas de cizalla en el sur de la Península que en el norte, para la totalidad de las profundidades estudiadas en este tipo de trabajos (0-200 km), y que la zona de baja velocidad empieza a los 75 km de profundidad (Fig. 2.5).

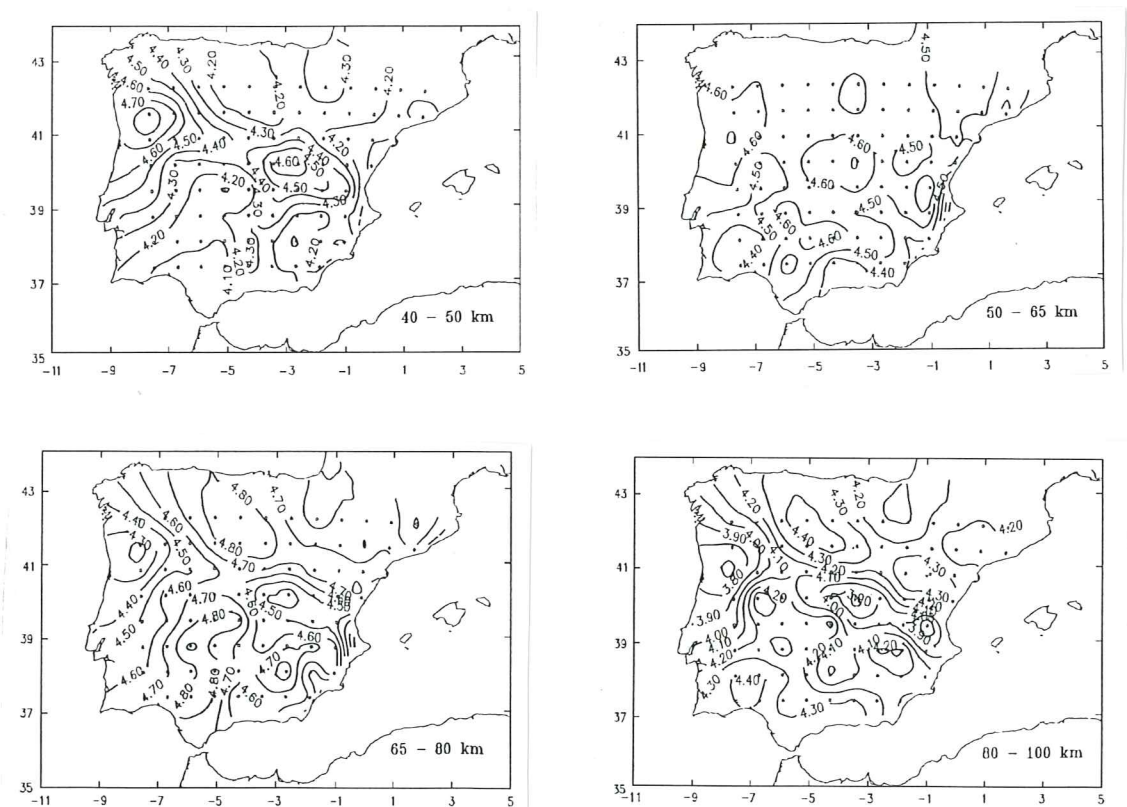


Figura 2.5 Mapas de velocidad de cizalla a diferentes profundidades (Nikolova et al. 1995).

Siguiendo el último trabajo realizado por Badal et al. (1995), podemos decir que la zona de menor velocidad se presenta en los primeros kilómetros (32-42 km) en una zona al sur de la línea Almería-Huelva y que, a medida que se profundiza, se va desplazando más al oeste llegando a estar centrada en Gibraltar cuando se

alcanzan los 80 km. Existe otra zona de bajas velocidades que en los primeros kilómetros está centrada en el eje del Sistema Ibérico pero a mayores profundidades se desplaza hacia el este estando centrada en Roses a la profundidad de 80 kilómetros.

También cabe resaltar la zona norte de Portugal y sur del Sistema Ibérico donde existe una alternancia clara de zonas de alta velocidad relativa con otras de baja velocidad.

Por último destacar que entre 100 y 120 km existe una zona con cambios laterales de velocidad muy pequeños (0.3 km/s) y en menor medida entre los 50 y 67 km (Nikolova et al., 1995).

2.9 ATENUACIÓN DE ONDAS L_g

García (1989) utilizando ondas L_g de periodo corto concluyó que la atenuación en Granada es casi el doble que en el sur-sureste de la península, mientras que esta última es aproximadamente el doble que la del noreste y estas, a su vez, el doble que el promedio de la Península Ibérica.

Vives (1990) encuentra que la diferencia de las trayectorias que provienen del sur y del norte de la estación de Ebre son muy parecidas en el rango de periodos de 1 a 4 s para la componente vertical de la onda L_g de periodo corto. Utilizando las componentes horizontales concluyó que hay indicios débiles de anisotropía.

2.10 PELIGROSIDAD SÍSMICA

A partir de los mapas de peligrosidad en la Península Ibérica (I.G.N., 1992) se observan cuatro núcleos de peligrosidad. El más importante está situado en el suroeste peninsular, con un máximo en Granada y un máximo relativo en Torrevieja (Alicante). El segundo núcleo importante se encuentra en el noreste de la Península con dos máximos, uno en el Pirineo de Bagnerés de Luchon y otro en Olot. Este último se prolonga de forma continua por la zona norte de la Cordillera Costero Catalana. El tercer núcleo está al sur de Lisboa y el cuarto en el Sistema Ibérico. Otros autores (p.e. Vives, 1990, Caselles, 1990) han determinado la peligrosidad para partes de la Península Ibérica, coincidiendo en líneas generales con este mapa.

CAPÍTULO 3

MODELADO INVERSO Y TOMOGRAFÍA

3.1 INTRODUCCIÓN

La atenuación con la profundidad de las ondas superficiales es tanto menor cuanto mayor sea la longitud de onda o el período, por lo que, estudiando el comportamiento de éstas, a diferentes frecuencias, obtendremos información de las características geofísicas de los materiales según la profundidad.

Por otro lado, el carácter dispersivo de las ondas superficiales conlleva la separación temporal en la llegada a un punto concreto de las diferentes frecuencias y modos de vibración que aparecen. Como es habitual en los registros sísmicos, las bajas frecuencias llegan antes; esto se debe a que las bajas frecuencias han viajado por zonas más profundas, y en general más rápidas que las capas superficiales, por donde se propagan las de alta frecuencia. Si planteamos el problema con los modos de vibración tenemos que, los diferentes modos viajan a distintas profundidades y por ello también llegan desfasados en el tiempo (Fig. 3.1). La separación en el tiempo de las diferentes frecuencias y de los distintos modos de vibración permite el estudio de las ondas mediante técnicas de filtrado y de análisis espectral mediante transformadas de Fourier.

En este trabajo se ha utilizado el método de las dos estaciones. Este método se basa en encontrar la diferencia de amplitudes de dos registros sísmicos para cada frecuencia. La causa de la diferencia de amplitud que nos interesa estudiar es la atenuación anelástica de los distintos materiales a lo largo del recorrido que separa ambas estaciones. Con la atenuación se pueden caracterizar las propiedades anelásticas en función de la profundidad.

Solo se han utilizado las componentes verticales de las ondas de Rayleigh de período largo. Escoger el período largo se debe al interés de estudiar profundidades de hasta 200 Km y a que las inhomogeneidades de pequeñas dimensiones, relativas a la longitud de onda utilizada, no afectan a la propagación de éstas. Sin embargo, tienen la desventaja de no proporcionar información sobre detalles menores a la longitud de onda de trabajo, por lo que forzosamente la resolución en los modelos de Tierra generados mediante este método, disminuirá con la

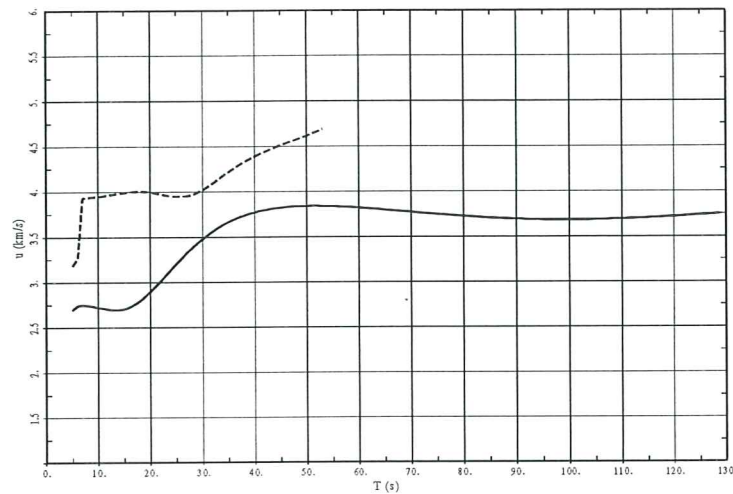


Figura 3.1 Dispersión de la velocidad de grupo en la zona Noreste (Modo fundamental en línea continua y primer modo superior en línea discontinua).

profundidad.

Se han utilizado ondas de Rayleigh, en lugar de Love, ya que con las primeras es más fácil separar, en periodo largo, los diferentes modos de vibración; además solo la componente vertical asegura que no hay influencia por parte de las ondas de Love.

Las ondas superficiales presentan, frente a las ondas internas, las ventajas de tener un espectro frecuencial más importante en las bajas frecuencias y que el cálculo de la disminución de la amplitud por expansión geométrica del frente de onda ("geometrical spreading" o expansión geométrica) es más simple y tiene un valor menor (r^{-2} frente a r^{-3}). Al viajar paralelas a la superficie, la distancia recorrida por el rayo está determinada con exactitud, por lo que también lo estará su expansión geométrica.

El hecho de poder calcular con exactitud la trayectoria del rayo, permite conocer si un mismo rayo pasa por dos estaciones diferentes, pudiéndose así estudiar la variación relativa de la amplitud, o atenuación, de la señal sísmica. Podemos descartar diferencias de amplitud debidas a asimetrías de la fuente o al tránsito del rayo por diferentes estructuras geológicas, si aseguramos que el mismo rayo ha pasado por las dos estaciones; o para grandes sismos por la misma estación si la onda ha dado una o más vueltas a la Tierra. Tampoco será causada por efectos instrumentales si se utilizan dos instrumentos con la misma respuesta o solo un instrumento.

En zonas del manto con inversiones de velocidad o discontinuidades de primer y segundo orden, las ondas internas pueden sufrir refracciones anómalas que dificulten el estudio de la estructura de la Tierra, mientras que escogiendo las superficiales, estas discontinuidades no presentan ningún inconveniente en el estudio realizado (Anderson et al., 1965).

En estas condiciones, la amplitud espectral en un punto de la superficie situado a una distancia r del foco sísmico es función de la amplitud espectral en

el foco (S), la asimetría del foco (B) que incluye el tensor de momento sísmico y el momento sísmico escalar, la expansión geométrica (G), la atenuación anelástica (L) y la respuesta instrumental (I).

$$A(\omega, r) = S(\omega)B(\theta)G(r)L(\omega, r)I(\omega) \quad 3.1$$

siendo ω la pulsación de la onda y θ el azimut

3.2 EXPANSIÓN GEOMÉTRICA

Para ondas superficiales la energía está distribuida en la superficie lateral de un cono cuya generatriz es igual al radio de la Tierra (R) y la intersección del cono con la superficie de la Tierra es el frente de onda superficial. El diferencial de energía de un diferencial de sección del cono es:

$$dE = \sigma(z)2\pi r dz$$

donde r es el radio del diferencial de sección del cono, σ la densidad superficial de energía y z la profundidad del diferencial de sección del cono.

Como $r = (R - z)\sin\Delta$, donde Δ es la distancia epicentral y R el radio de la Tierra:

$$dE = 2\pi\sigma(z)(R - z)\sin\Delta dz \quad 3.2$$

Igualando el diferencial de energía de cada diferencial de sección de cono y, suponiendo que no existe intercambio energético entre diferentes profundidades, obtenemos:

$$\frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \frac{\sin\Delta_1}{\sin\Delta_2}$$

y como la densidad de energía es proporcional al cuadrado de la amplitud:

$$A_2 = A_1 \left(\frac{\sin\Delta_1}{\sin\Delta_2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad 3.3$$

Por tanto, el factor de expansión geométrica es:

$$G(r) = (\sin\Delta)^{-1/2} = r^{-1/2} \quad 3.4$$

3.3 ATENUACIÓN ANELÁSTICA

Se define el coeficiente de atenuación anelástica (γ) como la variación relativa de la amplitud con la distancia recorrida y cambiado de signo, es decir:

$$\gamma = -\frac{dA}{A} \frac{dr}{dr} \quad 3.5$$

integrando la expresión anterior se obtiene:

$$\gamma r = -\ln \frac{A}{A_0}$$

donde r es la distancia entre la estación y la fuente y A y A_0 es la amplitud en la estación y en la fuente, respectivamente.

Así para ondas Rayleigh, la atenuación anelástica se expresa:

$$L(w, r) = e^{-\gamma(w)r} \quad 3.6$$

Agrupando los términos de la fuente: $A_0(w, \theta) = S(w)B(\theta)$ la expresión 3.1 puede escribirse como:

$$A(w, r) = A_0(w, \theta)(\sin \Delta)^{-1/2} e^{-\gamma(w)r} I(w) \quad 3.7$$

Comparando la amplitud espectral de dos estaciones:

$$\frac{A_1(w, r_1)}{A_2(w, r_2)} = \frac{A_{01}(w, \theta_1)(\sin \Delta_2)^{1/2}}{A_{02}(w, \theta_2)(\sin \Delta_1)^{1/2}} e^{-\gamma_1(w)r_1 + \gamma_2(w)r_2} \frac{I_1(w)}{I_2(w)} \quad 3.8$$

Suponiendo que las trayectorias que pasan por las dos estaciones están en el mismo círculo máximo que el epicentro: $A_{01}(w, \theta_1) = A_{02}(w, \theta_2)$

Si además la estación 1 es la más cercana al epicentro, el trayecto hasta la estación 1 es común y por tanto también lo es la atenuación anelástica. Así, la atenuación anelástica en la estación 2 resulta ser:

$$e^{\gamma_2(w)r_2} = e^{\gamma_1(w)r_1 + \gamma(w)(r_2 - r_1)} \quad 3.9$$

donde γ es el coeficiente de atenuación anelástica entre las estaciones 2 y 1.

Por tanto obtenemos:

$$\gamma(w) = \frac{\ln \frac{A_1(w, r_1)(\sin \Delta_1)^{1/2} I_2(w)}{A_2(w, r_2)(\sin \Delta_2)^{1/2} I_1(w)}}{r_2 - r_1} \quad 3.10$$

En la ecuación 3.8 se observa la importancia de que las dos estaciones estén en el mismo círculo máximo que el epicentro ya que la variación de la radiación en el

foco varía fuertemente con el ángulo. Es norma considerar que las dos estaciones están aproximadamente en el mismo círculo máximo cuando la diferencia de backazimuts es menor que 4° o 5° (p.e. Canas, 1982; Rocamora, 1992). Además, para estaciones relativamente cercanas entre ellas, para poder considerar que los rayos han seguido el mismo trayecto utilizaremos solamente aquellos pares de estaciones cuya diferencia de recorridos no supere el 10% de la distancia entre ambas. Ello se debe a que los dos backazimuts pueden ser parecidos si la separación entre las estaciones es pequeña frente a la distancia epicentral, y no por pertenecer a un mismo círculo máximo. Si esto no se cumple, la radiación de la fuente será igual ($A_{01} = A_{02}$) pero la atenuación calculada no será la atenuación entre las estaciones.

También se puede deducir la separación mínima entre estaciones para que sea detectable un cambio de amplitud por atenuación anelástica, en función del valor del coeficiente de atenuación, de la calidad en amplitud del instrumento y de la distancia epicentral.

Para atenuaciones anelásticas altas ($\gamma=5 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$) y error instrumental del 10% la atenuación anelástica es superior al error instrumental para estaciones separadas más de 20 Km, independientemente de la distancia epicentral. Para atenuaciones pequeñas ($\gamma=5 \cdot 10^{-4} Km^{-1}$) la atenuación es superior al error para separaciones de estaciones superiores a 190 Km.

En el rango de distancias escogido, emplear este método queda justificado al utilizarse un tratamiento estadístico del gran número de datos recopilado; y por el hecho de que en las únicas estaciones que, por su cercanía, podrían verse afectadas están en la zona de las Béticas, donde se espera una gran atenuación anelástica (Canas et al, 1988, Blay, 1991).

Si podemos suponer que en una región determinada los coeficientes de atenuación anelástica en las diferentes trayectorias son iguales para todos los períodos, será factible promediar todos los valores de γ calculados para la región aumentando así la fiabilidad de los resultados.

3.4 CÁLCULO DE LA AMPLITUD ESPECTRAL

Uno de los parámetros necesarios para calcular la atenuación anelástica (Ec. 3.10) es la amplitud espectral del modo fundamental. Para calcularla se ha utilizado la técnica del filtro pasabanda estrecho, el mejor filtro para esta aplicación es el de tipo gaussiano (Papoulis, 1962).

El método consiste en aplicar un filtro pasabanda estrecho de tipo gaussiano al espectro de respuesta de la señal; la banda del filtro se centra en la frecuencia que se desea estudiar (w_0). La antitransformada de Fourier de la respuesta filtrada es la señal temporal de esa frecuencia y los máximos corresponderán a las llegadas de los diferentes modos de vibración, escogiéndose entre ellos el modo fundamental. Iterando el proceso para cada una de las frecuencias de estudio obtendremos las amplitudes espectrales de los modos fundamentales en cada frecuencia.

El filtro gaussiano aplicado es:

$$H(w) = \begin{cases} 0 & \text{Si } w < 0.75w_0 \\ \exp\left\{-50.27 \left(\frac{w-w_0}{w_0}\right)^2\right\} & \text{Si } 0.75w_0 < w \leq 1.25w_0 \\ 0 & \text{Si } w > 1.25w_0 \end{cases} \quad 3.11$$

donde el término 50.27 está calculado para que el filtro tenga un decaimiento suficiente para cortar suavemente en las frecuencias dadas (Herrmann, 1973).

Por cuestiones de normalización, hay que multiplicar la antitransformada de la señal filtrada por $\frac{4}{w_0}$, con lo que se recuperan las unidades de amplitud espectral.

3.5 RELACIÓN $\gamma - Q_\beta$

Conocidos los coeficientes de atenuación anelástica promedios y sus desviaciones estándar para cada período, podemos invertir los datos, es decir, hallar la atenuación anelástica de cada capa en que se considera discretizado verticalmente el medio de propagación, a partir de los citados coeficientes.

Para ello supondremos que a lo largo de toda la trayectoria la atenuación anelástica es constante en todas las capas, no variando ninguna característica de la capa que interviene en la inversión como: velocidad de la onda compresional (α), velocidad de la onda de cizalla (β), densidad (ρ) o grosor (h). Si variasen, obtendríamos un promedio de todo el recorrido ponderado por la distancia atravesada en cada subregión.

De 3.7, si llamamos A_0 a $A_0(w, \theta)(\sin\Delta)^{-1/2}I(w)$ y añadiendo explícitamente su carácter ondulatorio, resulta:

$$A = A_0 e^{i(\vec{k}\vec{r}-ct)} e^{-\gamma(w)r} \quad 3.12$$

donde \vec{k} es el número de onda y c la velocidad de fase. Haciendo que:

$$\gamma(w) = \vec{k}^* \frac{\vec{r}}{r}$$

obtenemos:

$$A = A_0 e^{i(\vec{k}\vec{r}-ct)} e^{-\vec{k}^*\vec{r}} \quad \text{o} \quad A = A_0 e^{i((\vec{k}+i\vec{k}^*)\vec{r}-ct)} \quad 3.13$$

definiendo el número de onda complejo como: $\vec{k}^l = \vec{k} + i\vec{k}^*$ con él podemos definir las velocidades complejas intrínsecas del medio, según la forma:

$$\underline{\alpha} = \alpha - i\alpha^* \quad \text{y} \quad \underline{\beta} = \beta - i\beta^* \quad 3.14$$

donde $\underline{\alpha} = \frac{w}{k_\alpha}$ y $\underline{\beta} = \frac{w}{k_\beta}$ y para cualquier onda

$$c = \frac{w}{k_c} \Rightarrow \frac{\partial k_c}{\partial \alpha} = -\frac{w}{c^2} \frac{\partial c}{\partial \alpha}; \quad \frac{\partial k_c}{\partial \beta} = -\frac{w}{c^2} \frac{\partial c}{\partial \beta} \quad 3.15$$

Por definición el parámetro de atenuación adimensional Q^{-1} es la variación relativa de energía disipada por ciclo, entonces:

$$A = A_0 e^{i(\vec{k}\vec{r} - ct)} e^{-\frac{wt}{2Q}} \quad 3.16$$

igualando las dos expresiones de la atenuación anelástica (3.12 y 3.16), imponiendo que $u = \frac{\omega}{k}$ y $\gamma = k^*$, obtenemos:

$$Q = \frac{\pi}{\gamma u T} = \frac{w}{2\gamma u} = \frac{k}{2\gamma} \Rightarrow Q^{-1} = \frac{2k^*}{k} \quad 3.17$$

donde u es la velocidad de grupo.

Así, para la onda compresional (Q_α) y de cizalla (Q_β):

$$Q_\alpha^{-1} = \frac{2k_\alpha^*}{k_\alpha} = \frac{2\alpha^*}{\alpha} \quad y \quad Q_\beta^{-1} = \frac{2k_\beta^*}{k_\beta} = \frac{2\beta^*}{\beta} \quad 3.18$$

como $k^* = f(\alpha_l, \beta_l)$ para atenuaciones pequeñas, e integrando por capas:

$$k^* = \sum_{l=1}^n \left(\frac{\partial k^*}{\partial \beta^*} \right)_l \beta_l^* + \sum_{l=1}^n \left(\frac{\partial k^*}{\partial \alpha^*} \right)_l \alpha_l^* \quad 3.19$$

siendo n el número de capas considerado para el modelo de Tierra.

Por el teorema de Cauchy-Rieman, y por las definiciones de $\underline{\alpha}$ y $\underline{\beta}$ (3.14) tenemos que:

$$\frac{\partial k^*}{\partial \beta^*} = -\frac{\partial k}{\partial \beta} \quad y \quad \frac{\partial k^*}{\partial \alpha^*} = -\frac{\partial k}{\partial \alpha} \quad 3.20$$

Por lo que:

$$\begin{aligned} k^* &= -\sum_{l=1}^n \left(\frac{\partial k}{\partial \beta} \right)_l \frac{\beta_l^*}{\beta_l} \beta_l - \sum_{l=1}^n \left(\frac{\partial k}{\partial \alpha} \right)_l \frac{\alpha_l^*}{\alpha_l} \alpha_l = \\ &= -\sum_{l=1}^n \frac{\beta_l}{2} \left(\frac{\partial k}{\partial \beta} \right)_l Q_{\beta l}^{-1} - \sum_{l=1}^n \frac{\alpha_l}{2} \left(\frac{\partial k}{\partial \alpha} \right)_l Q_{\alpha l}^{-1} \end{aligned}$$

Para ondas de Rayleigh:

$$\begin{aligned} \gamma_R &= \sum_{l=1}^n \frac{w\beta_l}{2c_R^2} \left(\frac{\partial c_R}{\partial \beta} \right)_l Q_{\beta l}^{-1} + \sum_{l=1}^n \frac{w\alpha_l}{2c_R^2} \left(\frac{\partial c_R}{\partial \alpha} \right)_l Q_{\alpha l}^{-1} = \\ &= \frac{\pi}{2Tc_R^2} \sum_{l=1}^n \left[\beta_l \left(\frac{\partial c_R}{\partial \beta_l} \right)_l Q_{\beta l}^{-1} + \alpha_l \left(\frac{\partial c_R}{\partial \alpha_l} \right)_l Q_{\alpha l}^{-1} \right] \quad 3.21 \end{aligned}$$

Suponiendo que la pérdida de energía bajo esfuerzos compresivos puros es pequeña (Anderson et al., 1965):

$$Q_{\alpha l}^{-1} \approx \frac{4}{3} \left(\frac{\beta_l}{\alpha_l} \right)^2 Q_{\beta l}^{-1} \approx \frac{1}{2} Q_{\beta l}^{-1} \quad 3.22$$

Entonces:

$$\gamma_R = \frac{\pi}{c_R^2 T} \sum_{l=1}^n \left(\frac{1}{2} \alpha_l \frac{\partial c_R}{\partial \alpha_l} + \beta_l \frac{\partial c_R}{\partial \beta_l} \right) Q_{\beta l}^{-1} \quad 3.23$$

La fórmula 3.23 se puede escribir en forma matricial:

$$\gamma_R(i) = \sum_{l=1}^n A(i, l) Q_{\beta}^{-1}(l) \quad 3.24$$

donde el índice i hace referencia al período ($i=1,2,\dots,m$), l a la capa y:

$$A(i, l) = \frac{\pi}{c_R^2 T(i)} \left(\frac{1}{2} \alpha(l) \frac{\partial c_R}{\partial \alpha(l)} + \beta(l) \frac{\partial c_R}{\partial \beta(l)} \right) \quad 3.25$$

es el elemento (i,l) de la matriz A .

3.6 DEPENDENCIA FRECUENCIAL

En el desarrollo anterior sobre la relación entre los coeficientes de atenuación anelástica y la fricción interna (Ec. 3.23) se ha supuesto que ésta última era independiente de la frecuencia. A períodos cortos (< 20 s) se demostró que la fricción interna depende linealmente de una potencia de la frecuencia (w^ξ) (p.e. Tsai y Aki, 1969; Anderson y Minster, 1979).

La modificación de la formulación consiste en sustituir Q_β por $Q_\beta w^\xi$, quedando la Ec. 3.23 como:

$$\gamma_R(w) = \frac{\pi}{c_R^2(w) T} \sum_{l=1}^n \left(\frac{1}{2} \alpha_l(w) \frac{\partial c_R(w)}{\partial \alpha_l(w)} + \beta_l(w) \frac{\partial c_R(w)}{\partial \beta_l(w)} \right) Q_{\beta l}^{-1} w^{-\xi} \quad 3.23b$$

3.7 MÉTODO DE INVERSIÓN

Dado que la matriz A (Ec. 3.25) no tiene por qué ser cuadrada ($m \neq n$, donde m es el número de filas y n el de columnas) no se pueden utilizar las técnicas habituales de inversión para matrices cuadradas.

Para tener en cuenta los errores cometidos al utilizar datos experimentales podemos transformar la expresión 3.24 en:

$$\gamma_R = A Q_{\beta}^{-1} + \epsilon \quad 3.26$$

donde γ_R es el vector de observaciones (cuya dimensión es m), Q_β^{-1} es el vector de parámetros (dimensión n), A es la matriz que relaciona observaciones con parámetros (dimensión m x n) y ϵ la matriz de errores.

Normalmente todo ello se escribe como: $y = Ax + \epsilon$, donde $y = \gamma_R$ y $x = Q_\beta^{-1}$.

La inversión por mínimos cuadrados genera problemas de estabilidad de las soluciones cuando la matriz A tiene valores propios cercanos o iguales a cero. En este caso se puede demostrar que si el sistema está sobredimensionado no tiene solución única.

En la inversión estocástica se amplía el sistema de ecuaciones añadiendo a la matriz A n-k filas de la forma:

$$\begin{bmatrix} y \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A \\ gI \end{bmatrix} x + \begin{bmatrix} \epsilon \\ \epsilon_g \end{bmatrix} \quad 3.27$$

donde k es el rango de la matriz A, I la matriz identidad y g la perturbación de la matriz.

La inversión filtrada, que es la escogida, generaliza este último método de forma que:

$$\begin{bmatrix} y \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A \\ gF \end{bmatrix} x + \begin{bmatrix} \epsilon \\ \epsilon_g \end{bmatrix} \quad 3.28$$

Si F es invertible, podemos transformarla en un problema de inversión estocástica haciendo:

$$\begin{bmatrix} A \\ gF \end{bmatrix} (F^{-1}F)x = \begin{bmatrix} AF^{-1} \\ gI \end{bmatrix} Fx$$

por lo que:

$$\begin{bmatrix} y \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \hat{A}' \\ gI \end{bmatrix} \hat{x} + \begin{bmatrix} \epsilon \\ \epsilon_g \end{bmatrix} \quad 3.29$$

o:

$$\hat{y} = \hat{A}\hat{x} + \hat{\epsilon} \quad 3.30$$

donde $A' = AF^{-1}$ y $\hat{x} = Fx$

Descomponiendo la matriz \hat{A} de forma que $\hat{A} = \hat{U}\hat{\Lambda}\hat{V}^t$. Donde $\hat{\Lambda}$ es la matriz de valores propios de \hat{A} , \hat{U} es la de vectores propios de $\hat{A}\hat{A}^t$ y \hat{V} es la de vectores propios de $\hat{A}^t\hat{A}$.

Por este método quedan exactamente n valores propios diferentes de cero con lo que se elimina las singularidades de la matriz A. Así puede resolverse la ecuación 3.30 por el método de mínimos cuadrados:

$$\hat{y} = (\hat{U}\hat{\Lambda}\hat{V}^t)\hat{x} + \hat{\epsilon} \quad 3.31$$

Multiplicando ambos terminos por \hat{U} , obtenemos:

$$\hat{U}^t\hat{y} = \hat{\Lambda}\hat{V}^t\hat{x} + \hat{U}^t\hat{\epsilon}$$

Puesto que minimizar $\hat{\epsilon}$ es equivalente a minimizar $\hat{U}^t \hat{\epsilon}$:

$$M(\hat{U}^t \hat{\epsilon}) = \hat{\epsilon}^t \hat{U} \hat{U}^t \hat{\epsilon} = \hat{\epsilon}^t \hat{\epsilon} = M(\hat{\epsilon}) \quad 3.32$$

tenemos que la solución por mínimos cuadrados es aquella que cumple:

$$\hat{U}^t \hat{y} = \hat{\Lambda} \hat{V}^t \hat{x} \Rightarrow \hat{\Lambda}^{-1} \hat{U}^t \hat{y} = \hat{V}^t \hat{x} \Rightarrow \hat{x} = \hat{V} \hat{\Lambda}^{-1} \hat{U}^t \hat{y}$$

Así:

$$\hat{x} = \hat{A}^t (\hat{A} \hat{A}^t)^{-1} \hat{y} \quad 3.33$$

En función de A, x e y, tendrá la forma:

$$Fx = (AF^{-1})^t [(AF^{-1})(AF^{-1})^t + g^2 I]^{-1} y$$

y:

$$x = F^{-1} (F^{-1})^t A^t [AF^{-1} (F^{-1})^t A^t + g^2 I]^{-1} y \quad 3.34$$

Llamando $w = F^{-1} (F^{-1})^t$ obtenemos la fórmula final a programar:

$$x = w A^t [Aw A^t + g^2 I]^{-1} y \quad 3.35$$

donde $w_{ij} = d_i^{-1} \delta_{ij}$ (matrix de covarianza de los parámetros), siendo d_i el grosor de la capa i -ésima y $g^2 I_{ij} = G^{-1} \sigma_{ji}^2 \delta_{ij}$; donde σ_{ji} es la desviación estandar de los coeficientes de atenuación anelástica y G el parámetro de perturbación del modelo (Mitchell, 1976).

La matriz de resolución (Wiggins, 1972) es:

$$R = \sum_j \left[\frac{\lambda_j^2}{\lambda_j^2 + G^2} \right] v_j v_j^t \quad 3.36$$

donde λ_j son los valores propios de Λ y v_j los vectores propios de V.

Las filas de la matriz de resolución reciben el nombre de kernels (o kernels de resolución) y nos indicarán el grado de influencia que la solución de un determinado parámetro influye en otro.

3.8 CÁLCULO DE LA VELOCIDAD DE FASE

La matriz A de la ecuación 3.25 depende de c_R , α_l y β_l . Los valores de α_l y de β_l son datos necesarios, pero que deben ser determinados por otras técnicas. Así se trata de calcular los valores de c_R y de sus derivadas a partir de los valores de la velocidad intrínseca y la densidad de cada capa.

La velocidad de las ondas Rayleigh se calcula mediante el método matricial. Partiendo de la ecuación del movimiento:

$$(\lambda + \mu) \text{grad}(\text{div } \vec{u}) + \mu \nabla^2 \vec{u} = \rho \ddot{\vec{u}} \quad 3.37$$

donde μ es el modulo de rigidez y λ el de compresibilidad.

Derivando \vec{u} de dos potenciales, uno escalar (θ) y otro vector (\vec{W}), de forma que:

$$\text{div } \vec{u} = \theta \quad \text{y} \quad \text{rot } \vec{u} = \vec{W} \quad 3.38$$

obtenemos dos ecuaciones, una para las ondas longitudinales:

$$\alpha^2 \nabla^2 \theta = \ddot{\theta} \quad 3.39$$

y otra para las ondas de cizalla

$$\beta^2 \nabla^2 W = \ddot{W} \quad 3.40$$

o conjuntamente:

$$-\frac{\alpha^2}{\omega^2} \nabla^2 \theta - \frac{\beta^2}{\omega^2} \nabla^2 W = \vec{u} \quad 3.41$$

que nos relaciona los desplazamientos en función de los dos potenciales.

Además, imponiendo que para estas frecuencias el medio se comporte como un sólido elástico:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} e_{kl} \quad \text{donde} \quad C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{kj})$$

siendo σ el tensor de esfuerzos, e el tensor de deformaciones y δ el tensor de Kronecker. Por definición

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

que es una relación entre los esfuerzos y los desplazamientos.

Definiendo:

$$X_m(d) = \left[\frac{\dot{u}_{1m}}{c}, \frac{\dot{u}_{3m}}{c}, \sigma_{33m}, \sigma_{13m} \right]_{z=d} \quad 3.42$$

matriz X en la capa $m - 1$ y Y_m a la matriz Y en la capa m .

$$E_m = \begin{pmatrix} -\left(\frac{\alpha_m}{c}\right)^2 & 0 & -\eta_m r_{\beta m} & 0 \\ 0 & -\left(\frac{\alpha_m}{c}\right)^2 r_{\alpha m} & 0 & \eta_m \\ -\rho_m \alpha_m^2 (\eta_m - 1) & 0 & -\rho_m c^2 \eta_m r_{\beta m} & 0 \\ 0 & \rho_m \alpha_m^2 \eta_m r_{\alpha m} & 0 & -\rho_m c^2 \eta_m (\eta_m - 1) \end{pmatrix}$$

Para el caso de que la distancia de separación entre las capas sea $z = d_m$

$$X_m(z_m) = D_m Y_m(z_{m-1}) \quad 3.46$$

Entonces $X_m(z_m) = a_m X_{m-1}(z_{m-1})$ siendo $a_m = D_m E_m^{-1}$

$$X_{m-1} = a_{m-1} a_{m-2} \cdots a_1 X_0 \quad 3.47$$

y conjuntamente con la ecuación 3.45 se obtiene:

$$Y_n = J X_0 \quad \text{donde} \quad J = E_n^{-1} a_{n-1} a_{n-2} \cdots a_1 \quad 3.48$$

Como no hay fuente en el infinito, $\theta_n'' = W_n'' = 0$, y los esfuerzos se anulan en la superficie libre, $\sigma_{33}(z = 0) = \sigma_{13}(z = 0) = 0$ obtenemos:

$$\begin{aligned} \theta_n' &= J_{11} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + J_{12} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \\ \theta_n' &= J_{21} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + J_{22} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \\ W_n' &= J_{31} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + J_{32} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \\ W_n' &= J_{41} \frac{\dot{u}_{1,0}}{c} + J_{42} \frac{\dot{u}_{3,0}}{c} \end{aligned} \quad 3.49$$

igualando términos de las cuatro expresiones:

$$\frac{\dot{u}_{1,0}}{\dot{u}_{3,0}} = \frac{J_{22} - J_{12}}{J_{11} - J_{21}} = \frac{J_{42} - J_{22}}{J_{31} - J_{41}} \quad 3.50$$

que es la ecuación de dispersión de las ondas Rayleigh a resolver, para cada estructura de Tierra concreta.

3.9 CÁLCULO DE LAS DERIVADAS DE LA VELOCIDAD DE FASE

Para calcular las derivadas de la velocidad de fase respecto a α y β se parte de la ecuación del lagrangiano (L):

$$L = T - V \quad 3.51$$

donde T es la energía cinética y V la energía de deformación. Considerando $t = \frac{1}{2} \rho \dot{u}_i \dot{u}_i$ y $v = \frac{1}{2} \sigma_{ij} e_{ij}$, siendo t la densidad de energía cinética instantánea y v la densidad de energía de deformación instantánea.

Escribiendo ambos factores en función de los desplazamientos, y teniendo en cuenta que $u_1 = r_1 \exp\{i(kx - wt)\}$ y $u_3 = ir_2 \exp\{i(kx - wt)\}$ (la i en las fórmulas de los desplazamientos muestra el carácter elíptico retrógrado de las ondas de Rayleigh) se obtiene:

$$t = -\frac{1}{2}w^2 \rho(r_1^2 + r_2^2) e^{i(kx - wt)} \quad 3.52$$

$$v = \left[\frac{1}{2} \lambda \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_i} \right)^2 + \frac{1}{4} \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2 \right] e^{i(kx - wt)} = \left\{ -\frac{1}{2} k^2 [(\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2] \right. \\ \left. + k \left[\mu r_2 \frac{\partial r_1}{\partial z} - \lambda r_1 \frac{\partial r_2}{\partial z} \right] - \frac{1}{2} \left[(\lambda + 2\mu) \left(\frac{\partial r_2}{\partial z} \right)^2 + \mu \left(\frac{\partial r_1}{\partial z} \right)^2 \right] \right\} e^{i(kx - wt)} \quad 3.53$$

Combinando 3.51, 3.52 y 3.53 e integrando para un período y para todas las capas:

$$L = -\frac{1}{2}w^2 I_0 + \frac{1}{2}k^2 I_1 + k I_2 + \frac{1}{2} I_3 \quad 3.54$$

donde las integrales de energía son:

$$I_0 = \int_0^\infty \rho(r_1^2 + r_2^2) dz \\ I_1 = \int_0^\infty [(\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2] dz \\ I_2 = \int_0^\infty \left[\lambda r_1 \frac{dr_2}{dz} - \mu r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz \\ I_3 = \int_0^\infty \left[(\lambda + 2\mu) \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \mu \left(\frac{dr_1}{dz} \right)^2 \right] dz$$

Si como en nuestro caso no existe ningún generador de vibraciones (foco) $L = 0$. Es decir:

$$w^2 I_0 = k^2 I_1 + 2k I_2 + I_3 \quad 3.55$$

A partir de la ecuación 3.49 podemos encontrar u_1 y u_2 y por tanto las funciones propias r_1 y r_2 para el cálculo de las integrales de energía. Con la ecuación 3.55 se puede calcular la bondad en la estimación de las funciones propias ya que el lagrangiano ha de ser igual a cero.

Por métodos variacionales se llega a poder calcular u_R y las derivadas parciales. Si perturbamos w y k en la ecuación 3.55 obtenemos:

$$2w I_0 \delta w = 2k I_1 \delta k + 2I_2 \delta k$$

por lo que:

$$u_R = \frac{dw}{dk} = \frac{kI_1 + I_2}{wI_0} \quad 3.56$$

Si ahora perturbamos λ_m , μ_m y ρ_m en la ecuación 3.55 obtendremos:

$$w^2 \delta I_0 - 2kI_1 \delta k - k^2 \delta I_1 - 2I_2 \delta k - 2k \delta I_2 - \delta I_3 = 0$$

Agrupando términos y sustituyendo las integrales de energía:

$$\begin{aligned} 2(kI_1 + I_2) \delta k = & \int_{z_m-d_m}^{z_m} w^2 (r_1^2 + r_2^2) \delta \rho dz - \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left(kr_1 + \frac{dr_2}{dz} \right)^2 \delta (\lambda + 2\mu) dz \\ & - \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left[\left(kr_2 - \frac{dr_1}{dz} \right)^2 - 4kr_1 \frac{dr_2}{dz} \right] \delta \mu dz \end{aligned}$$

Aplicando que $\lambda + 2\mu = \alpha^2 \rho$, $\mu = \beta^2 \rho$, $kc = w$ y la ecuación 3.56:

$$\begin{aligned} 2u_R I_0 \delta c = & \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left[-c^2 \rho (r_1^2 + r_2^2) dz + \left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right)^2 \alpha^2 + \left(r_2 + \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz} \right)^2 \beta^2 - 4\beta^2 \frac{r_1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right] \delta \rho dz \\ & + \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right)^2 2\alpha \rho \delta \alpha dz + \int_{z_m-d_m}^{z_m} \left[\left(r_2 + \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz} \right)^2 - 4 \frac{r_1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right] 2\beta \rho \delta \beta dz \end{aligned}$$

como:

$$\delta c = \left(\frac{\partial c}{\partial \alpha} \right)_{\beta, \rho} \delta \alpha + \left(\frac{\partial c}{\partial \beta} \right)_{\alpha, \rho} \delta \beta + \left(\frac{\partial c}{\partial \rho} \right)_{\beta, \alpha} \delta \rho$$

Entonces se obtiene:

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \alpha_m} \right)_{\beta} = \frac{\alpha_m \rho_m}{u I_0} \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right)^2 dz \quad 3.57$$

$$\left(\frac{\partial c}{\partial \beta_m} \right)_{\alpha} = \frac{\beta_m \rho_m}{u I_0} \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[\left(r_2 + \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz} \right)^2 - \frac{4}{k} r_1 \frac{dr_2}{dz} \right] dz \quad 3.58$$

3.10 TOMOGRAFÍA

Con todo lo expuesto hasta ahora en este capítulo se puede calcular los valores promedios de fricción interna para cada capa en cada trayectoria dada.

El problema de la tomografía consiste en calcular cual es la contribución de cada porción de trayectoria al valor medio de ésta y en extender estos valores a la totalidad del volumen. Debido a que nuestros datos no relacionan valores de diferentes capas, el problema se simplifica a resolver cada capa por separado y finalmente unirlos en un volumen.

Para realizar ésto el programa utilizado asigna, inicialmente, el valor medio a cada porción de trayectoria excepto en los cruces entre trayectorias en que se asigna el valor medio de los valores de las trayectorias. A los puntos (pixels, o voxels) de la capa que no pertenecen a ninguna trayectoria se les asigna el valor medio de todas las trayectorias (Soria, 1993).

Estos datos se utilizan para iniciar un proceso iterativo que consta, básicamente, de una interpolación Laplaciana (aunque se podría usar cualquier otra, esta es la más conveniente). Debido a que la interpolación modifica el valor medido en cada trayectoria, a los puntos de ésta se les reasigna un nuevo valor de tal forma que el valor medio vuelva a coincidir con el valor medido. El nuevo valor en cada punto es el resultado de multiplicar el valor medido en la trayectoria por una ponderación calculada como el porcentaje de la contribución del punto al valor medio de la trayectoria en la interpolación (Corchete et al., 1995).

Este nuevo modelo se vuelve al inicio de la iteración para volver a calcular la interpolación Laplaciana hasta que el proceso converge.

Debido a que las capas, por lo general, no están uniformemente distribuidas en profundidad se calcula el valor del parámetro estudiado (en éste caso la fricción interna) en unas capas de referencia. Este cálculo se realiza por interpolación lineal entre la capa superior e inferior.

CAPÍTULO 4

SELECCIÓN DE LOS DATOS

4.1 INTRODUCCIÓN

En todo trabajo experimental una de las principales cuestiones es la selección de los datos a utilizar.

Podría pensarse que lo correcto es escoger todos los datos, y en algunos casos así se hace. Desgraciadamente en sismología, y especialmente cuando se trabaja con la amplitud de la señal, no es lo adecuado a causa de los problemas que presenta la instrumentación. Entre ellos podríamos destacar la buena calibración de los sensores y registradores que es de especial relevancia en los trabajos de atenuación anelástica.

El calcular parámetros de anelasticidad a distancias relativamente cortas y en periodo largo (superior a 10 segundos) nos lleva a exigir del instrumento gran calidad en medidas de amplitud. Si además, tenemos en cuenta que los instrumentos de la red NARS son portátiles y por tanto las condiciones ambientales de trabajo no son las mismas que las de una estación fija, hemos de añadir el problema de encontrar una ubicación lo más escrupulosas posible.

Estas importantes exigencias que se les pide a los datos conlleva que posteriormente tendremos que hacer un importante trabajo de selección de los registros obtenidos, si se quieren utilizar en estudios de atenuación anelástica. Por ejemplo, en los registros del evento 1 por las estaciones NE14 y NE17 la estación más lejana (NE14) registró una amplitud mayor que la más cercana (NE17).

Entre los datos utilizados hay que tener presente la distinta procedencia de los mismos. Una parte procede del proyecto ILIHA, que se desarrolló en la Península entre marzo de 1988 y febrero de 1989, y la otra los datos de registros analógicos de la Tesis de Blay (1991).

4.2 SELECCIÓN DE LOS TERREMOTOS REGISTRADOS ANALÓGICAMENTE

Los datos obtenidos por Blay procedían de registros analógicos de las tres estaciones de la World Wide Standar Seismograph Network (Mal, Tol, Por) y de dos estaciones nacionales (Ebre y Alicante). Tal como indica en su trabajo preseleccionó 306 registros en su componente vertical de periodo largo, de los cuales utilizó 63. Aunque en líneas generales el tratamiento fue parecido al realizado en este trabajo, para los datos procedentes del proyecto ILIHA, se diferencia en que los suyos eran analógicos.

Preseleccionó los eventos de tal forma que dos estaciones y el epicentro estuvieran en el mismo círculo máximo (separación menor de 5°), hubieran sido seleccionados por Corchete (1990) para el cálculo de velocidades y modelos de cizalla y tuvieran magnitud superior a 5.0.

4.3 SELECCIÓN DE LOS TERREMOTOS REGISTRADOS POR LA RED NARS

Los datos procedentes de la red NARS (Network of Automatically Registering Stations) son registros digitales de broadbands.

Se usó la preselección hecha por Corchete y Badal (comunicación personal) sobre los registros del proyecto ILIHA que realizaron con motivo de su trabajo sobre cálculo de velocidades, modelos de cizalla y tomografía de la velocidad de cizalla de la Península Ibérica. Esta preselección constaba de 78 terremotos con unos 300 sismogramas (Tabla 4.1).

Todos los registros se imprimieron para poder observar los posibles problemas. Entre ellos se ha observado un corrimiento de la línea base paralelo al eje, que dificulta la automatización del cálculo de la amplitud espectral, registros con una relación señal ruido excesiva, trenes de onda de un evento registrados discontinuamente y registros que por el tiempo de adquisición no aparecían los trenes de onda superficiales a las frecuencias de nuestro estudio. En base a estos problemas se prepararon programas adecuados para corregirlos en aquellos en que fuera posible.

Mediante observación de los registros y cálculo de la velocidad máxima y mínima registrada a la que puede haber llegado una onda superficial generada en el foco del terremoto, se han descartado todos los eventos en los que se podía asegurar que no aparecían ondas superficiales de 10 a 120 segundos de periodo. Para ello se consideró que una onda superficial a estos periodos puede viajar entre 2 y 5 km/s.

Todos los registros que cumplieron la anterior condición se procesaron a fin de calcular la amplitud espectral de la onda. Con la comparación de las amplitudes entre estaciones se observó que algunos de ellos presentaban una amplitud anormalmente alta o baja. En algunos casos son tan altas que a pesar de estar más alejados del epicentro que otros tienen una amplitud mucho mayor;

sin tener en cuenta que además de la atenuación anelástica existe la disminución de amplitud debida al factor de expansión geométrica. Es difícil pensar, a los periodos en que se trabaja, que ésta puede ser debida a scattering o a la interacción con grandes cambios de estructuras ya que, si bien es cierto que una onda superficial puede ver alterada su amplitud al cambiar de una estructura a otra (por ejemplo de una corteza continental a otra oceánica), es difícil creer que este cambio de estructura exista en el interior de la Península. De hecho el propio método nos dirá si éstos existen obligándonos por tanto a una nueva selección de los datos y de la teoría utilizada.

Debido al gran volumen de datos tratados no se ha hecho un estudio minucioso de todas las señales en que se detectó amplitudes espectrales anómalas, descontada previamente la variación debida al factor de expansión geométrica, en todo el espectro. Estas señales fueron descartadas sin un análisis exhaustivo de sus causas. Por contra, se estudio la causa en aquellas señales en las cuales este efecto solo se podía observar a ciertas frecuencias. En la mayoría de los registros se pudo asociar una amplitud anómala con la dificultad de asignación de la amplitud del modo fundamental, especialmente en el rango de periodos entre 5 y 10 segundos, que acabo siendo excluido del presente estudio.

Tabla 4.1 Terremotos preseleccionados y registros correspondientes a registros de la red NARS.

Evento	Fecha	Tiempo	M_b	Prof.	Lat.	Lon.	Estaciones
1	06-03-88	22 35 38.1	6.8	106	56.953	-143.032	NE14, NE17
2	21-03-88	23 31 21.6	6.0	10	77.601	125.451	NE13, NE17
3	12-04-88	23 19 55.5	6.1	33	-17.192	-72.305	NE13, NE19, NE21, NE27
4	16-04-88	21 17 10.0	5.4	10	-10.242	27.697	NE13, NE20
5	06-05-88	14 46 17.0	5.7	87	11.493	-85.911	NE14, NE20
6	16-05-88	23 07 36.6	6.0	16	-13.941	166.335	NE13, NE19, NE22
7	18-05-88	05 17 42.5	5.4	26	38.418	20.479	NE20, NE22
8	20-05-88	14 58 43.5	5.8	10	8.116	-38.413	NE13, NE14, NE22, NE25
9	22-05-88	09 39 55.9	5.7	33	53.619	-163.267	NE13, NE22
10	30-05-88	21 11 11.3	6.5	86	-7.501	128.325	NE14, NE22
11	03-06-88	23 27 35.2	6.0	83	-45.003	167.599	NE13, NE20
12	05-06-88	18 22 48.3	6.0	110	-15.397	167.578	NE13, NE19, NE20, NE25
13	11-06-88	12 17 27.0	5.9	36	-14.994	-173.469	NE13, NE14, NE20
14	12-06-88	13 39 37.4	5.7	14	-10.747	165.171	NE14, NE20, NE24
15	18-06-88	18 42 03.3	5.3	59	13.603	-91.113	NE14, NE20, NE27
16	18-06-88	22 49 42.3	5.9	10	26.856	-110.996	NE13, NE14, NE20, NE21, NE27
17	21-06-88	06 26 16.6	5.9	25	24.878	-45.867	NE13, NE27
18	02-07-88	10 01 28.8	5.9	143	-14.278	167.180	NE21, NE24, NE25, NE27
19	03-07-88	11 43 12.6	5.9	15	-8.919	137.896	NE14, NE25
20	05-07-88	20 32 02.3	5.1	59	-6.127	148.801	NE14, NE22
21	06-07-88	15 54 19.1	5.9	30	41.744	144.199	NE21, NE23, NE24, NE27
22	08-07-88	23 31 11.1	—	16	36.213	-5.419	NE14, NE22
23	17-07-88	03 23 05.0	5.4	9	20.090	121.992	NE13, NE14, NE22, NE23
24	17-07-88	15 05 58.2	5.1	82	37.052	142.225	NE13, NE22
25	18-07-88	13 22 11.2	4.9	23	54.601	168.487	NE13, NE22
26	19-07-88	01 00 19.6	6.1	137	-19.576	-175.038	NE13, NE14, NE21, NE22
27	20-07-88	23 15 36.6	5.8	51	23.902	121.598	NE19, NE21, NE27
28	22-07-88	21 16 04.0	5.0	10	39.862	-29.589	NE13, NE14, NE20, NE21, NE24, NE25
29	23-07-88	14 25 36.7	5.9	19	-22.127	174.900	NE13, NE22
30	23-07-88	15 17 08.1	6.7	17	-6.526	152.779	NE13, NE14, NE20, NE22, NE24, NE25
31	27-07-88	21 55 09.6	5.9	172	-13.112	167.051	NE19, NE21, NE22
32	29-07-88	02 03 24.5	4.6	10	45.058	-13.451	NE14, NE19, NE21, NE22, NE25
33	06-08-88	00 36 24.6	6.8	91	25.149	95.127	NE17, NE25, NE27
34	06-08-88	09 03 21.9	6.1	195	36.461	71.043	NE17, NE25, NE27

Evento	Fecha	Tiempo	M_b	Prof.	Lat.	Lon.	Estaciones
35	08-08-88	19 59 31.8	5.7	10	63.673	2.397	NE14, NE17, NE22, NE24, NE27
36	10-08-88	04 38 26.1	6.1	34	-10.366	160.819	NE14, NE20, NE21, NE22, NE25, NE27
37	10-08-88	13 11 19.4	6.2	125	-14.880	167.293	NE13, NE14, NE19, NE22, NE25
38	11-08-88	03 05 40.5	5.4	10	49.224	-28.379	NE13, NE17, NE19, NE25, NE26
39	11-08-88	13 29 20.6	5.5	10	-18.062	65.418	NE13, NE17, NE21, NE25, NE26
40	11-08-88	16 00 07.5	5.3	32	29.971	51.575	NE17, NE21, NE25
41	11-08-88	16 04 45.6	5.7	33	29.974	51.679	
42	14-80-88	17 53 09.7	5.7	33	-27.260	-71.092	NE14, NE17, NE22, NE25, NE27
43	17-08-88	01 59 07.7	6.1	27	-7.698	107.150	
44	17-08-88	11 34 52.2	5.5	39	-27.001	-70.948	NE17, NE25, NE27
45	20-08-88	23 09 09.5	6.4	57	26.755	86.616	NE22, NE24
46	21-08-88	13 51 42.8	5.9	10	-42.913	-85.773	NE22, NE24
47	27-08-88	01 25 17.5	5.3	33	11.380	141.413	NE14, NE20, NE22, NE24, NE25
48	07-09-88	11 53 24.1	6.1	485	30.245	137.431	NE17, NE19
49	15-09-88	18 48 01.1	5.8	170	-1.442	-77.866	NE13, NE17, NE27
50	20-09-88	17 56 18.0	5.7	35	4.669	-77.423	NE13, NE17, NE21, NE25, NE27
51	22-09-88	07 24 57.6	4.9	10	26.531	-44.586	NE17, NE24
52	05-10-88	00 42 11.0	3.8	32	35.505	-3.858	NE14, NE17
53	10-10-88	18 20 25.0	6.5	28	-28.644	-177.553	NE21, NE22
54	16-10-88	06 15 29.3	5.1	10	37.525	-25.361	NE20, NE22
55	16-10-88	12 34 05.6	5.5	25	37.938	20.932	NE20, NE22
56	27-10-88	00 31 08.7	5.2	10	35.109	-35.199	NE24, NE27
57	30-10-88	10 12 58.4	5.4	12	36.443	2.759	NE14, NE17, NE20, NE21, NE22, NE24, NE26
58	01-11-88	22 31 09.3	5.9	33	-57.293	-25.135	NE14, NE19, NE20, NE24, NE25
59	03-11-88	14 47 10.7	5.6	69	13.881	-90.450	NE14, NE19, NE20, NE21, NE24, NE25, NE26, NE27, NE30
60	03-11-88	19 42 18.1	5.4	33	19.080	-67.256	NE21, NE24, NE27, NE30
61	05-11-88	02 14 30.3	5.9	8	34.354	91.880	NE19, NE21
62	06-11-88	13 03 19.3	6.1	18	22.789	99.611	NE14, NE24
63	17-11-88	06 55 46.0	6.0	19	12.399	124.537	NE14, NE22, NE24
64	18-11-88	19 38 54.6	5.8	61	-6.125	149.785	NE22, NE30
65	21-11-88	16 55 52.5	5.8	11	37.938	-26.142	NE14, NE20
66	06-12-88	19 42 31.5	5.3	10	-1.457	-15.244	
67	07-12-88	07 41 24.2	6.2	5	40.987	44.185	NE14, NE22, NE24
68	12-12-88	06 40 41.6	4.9	93	36.300	-4.512	NE13, NE22
69	13-12-88	04 01 38.9	5.7	10	71.134	-7.634	NE19, NE20
70	16-12-88	09 57 16.5	6.1	31	-29.790	-177.915	NE14, NE21, NE26
71	03-01-89	16 52 19.2	5.0	10	35.626	11.630	NE13, NE24
72	06-01-89	05 26 58.2	5.0	10	35.592	11.694	NE14, NE20
73	21-01-89	02 52 20.3	5.4	10	38.147	-26.243	NE14, NE19, NE20, NE21, NE22, NE30
74	22-01-89	22 20 17.9	6.0	25	41.806	144.282	NE13, NE19, NE21, NE22, NE27
75	12-02-89	12 02 19.0	4.4	10	36.391	2.648	NE14, NE20, NE27
76	13-02-89	14 51 24.6	5.2	10	57.449	-33.177	NE13, NE20
77	13-02-89	15 14 47.6	5.2	10	57.443	-33.251	NE13, NE20, NE21, NE22, NE26, NE28
78	22-02-89	10 25 45.2	5.7	33	56.152	-153.642	NE22, NE28

En los listados de resultados del programa que calcula la amplitud de la onda, a un periodo determinado en función del tiempo, ha sido frecuente observar que el máximo de energía no correspondía a la velocidad esperada del modo fundamental, por lo que se hizo necesario buscar máximos relativos en ese rango de velocidades.

Esto siempre comporta una fuerte indeterminación sobre que máximo relativo es el del modo fundamental, y si el seleccionado no será debido a la interferencia entre diferentes ondas o entre diferentes modos de vibración. Hay que tener en cuenta que la velocidad que calcula el programa es la velocidad que tendría la onda si se propagara desde el foco a la estación por la superficie de la tierra.

En la tabla 4.2 se presentan los eventos utilizados para cada trayectoria de estudio.

Tabla 4.2 Trayectorias, regiones a la que pertenecen y número de evento de los registros utilizados.

Trayectoria	Región	Evento
NE13-NE14	B7H3	8, 13, 16, 28, 37
NE13-NE17	Herciniana	2, 38, 49
NE13-NE19	H8N2	37, 74
NE13-NE20	B7H3	4, 11, 13, 16, 28, 30, 76
NE13-NE21	Herciniana	39, 50, 74, 77
NE13-NE22	B7H3	8, 24, 25, 30, 37, 74
NE13-NE24	B7H3	28, 30
NE13-NE25	N7H2	8, 30, 39
NE13-NE26	Herciniana	39
NE13-NE27	Herciniana	17, 50, 74
NE14-NE17	H5B5	42
NE14-NE19	H5B2	37, 58
NE14-NE20	Bética	5, 13, 14, 16, 28, 30, 36, 47, 58, 59, 65, 72
NE14-NE21	H7B2	32, 36, 59
NE14-NE22	Bética	8, 10, 30, 35, 36, 37, 42, 67
NE14-NE24	Bética	14, 28, 30, 47, 59
NE14-NE25	B6E4	8, 30, 36, 42, 47
NE14-NE27	H5B5	15, 36, 42, 59
NE17-NE19	H6N4	3, 48
NE17-NE21	Herciniana	39, 40, 50
NE17-NE22	H5B5	35, 42
NE17-NE25	N7H2	39, 40, 42, 44, 50
NE17-NE26	Herciniana	39
NE17-NE27	Herciniana	42, 53
NE19-NE20	N5B4	58, 69
NE19-NE21	H8N2	3, 27, 61, 73, 74
NE19-NE22	H5B2	31, 37, 74
NE19-NE25	Noreste	32, 38, 59
NE19-NE26	H8N2	38
NE19-NE27	H8N2	3, 27, 74
NE19-NE30	Noreste	59, 73
NE20-NE21	H7B2	36, 73
NE20-NE22	Bética	30, 55, 73, 77
NE20-NE24	Bética	14, 28, 30, 47, 59
NE20-NE25	H6E4	30, 36, 47
NE20-NE27	H5B5	15, 36, 59
NE21-NE22	H7B2	36, 73, 74
NE21-NE24	H7B2	59, 60
NE21-NE25	H6N4	28, 36, 39, 40, 50, 59
NE21-NE26	Herciniana	39
NE21-NE27	Herciniana	3, 16, 21, 27, 36, 50, 59, 60, 74, 77
NE21-NE30	N6H4	59, 60, 73
NE22-NE24	Bética	30, 47
NE22-NE25	B6E4	8, 30, 36, 42, 47
NE22-NE27	H5B5	36, 42, 74
NE22-NE28	H7B2	78
NE23-NE24	Este	21
NE24-NE25	Este	30, 35, 47, 58
NE24-NE27	H7B2	59, 60
NE24-NE30	Este	60
NE25-NE26	H6N4	38, 39, 59
NE25-NE27	H6N4	36, 42

Trayectoria	Región	Evento
NE26-NE30	N6H4	59
NE27-NE30	N6H4	59, 60
B6E4 60 % Bética 40 % Este; B7H3 70 % Bética 30% Herciniana		
H5B2 50 % Herciniana 25 % Bética 25 % Noroeste; H5B5 50 % Herciana 50 % Bética		
H6N4 60 % Herciniana 40 % Noreste; H7B2 70 % Herciniana 25 % Bética		
H8N2 80 % Herciniana 20 % Noreste; N5B4 55 % Noreste 45 % Bética		
N6H4 60 % Noreste 40 % Herciniana; N7H2 75 % Noreste 25 % Herciniana		

4.4 ANÁLISIS DE LOS SIMOGRAMAS Y APLICACIÓN DE LA TEORÍA DE INVERSIÓN

El esquema básico, para la aplicación de la teoría desarrollada en el capítulo 3, consiste en encontrar a partir del sismograma la amplitud del modo fundamental de vibración en cada periodo de estudio. Con las amplitudes del modo fundamental se calculan los coeficientes de atenuación anelástica (Ec. 3.10) y sus desviaciones estándar. Invirtiendo los coeficientes de atenuación (Ec. 3.23) se halla el mejor modelo anelástico de Tierra (fricción interna) de tal forma que ajuste con el modelo elástico inicial y con los coeficientes de atenuación calculados anteriormente. Finalmente, con los valores de fricción interna en profundidad de cada trayectoria, se ha realizado la tomografía.

Debido a la diferente procedencia de los dos tipos de registros, éste esquema básico sólo se ha aplicado integralmente a los datos de la red NARS. Los datos procedentes de los registros analógicos ya fueron tratados hasta conseguir los coeficientes anelástico de cada trayectoria, por lo que solo se ha realizado la inversión de los coeficientes de atenuación (Ec. 3.23) y la tomografía.

Para ello, se dibujaron todos los sismogramas de la red NARS íntegra o parcialmente (algunos sismogramas están divididos en varios registros con un pequeño tiempo intermedio del que no se tiene señal). Los registros en papel sirvieron para descartar los que presentaban un comportamiento anómalo, como por ejemplo, derivas no lineales en la línea base.

Ya que el gran tiempo de registro de la mayoría de las señales comporta un gran número de datos, se optó por seleccionar solo el intervalo de datos que incluye la llegada del modo fundamental de vibración de la onda de Rayleigh en los periodos del estudio ($2\text{km/s} \leq v_R \leq 4.5\text{km/s}$). La selección de este intervalo se corroboró con la observación del registro en papel. Esta nueva condición sirvió para eliminar aquellos registros en los que no podía aparecer el modo fundamental en ningún periodo de estudio. La velocidad mínima y máxima en 2 y 5 km/s respectivamente aseguran la presencia del modo fundamental de la onda de Rayleigh en los periodos analizados. En muchos casos no se cubría por completo este rango de velocidades y en consecuencia no se obtendrá la amplitud para todos los periodos.

A este nuevo registro se aplicó el paquete de programas de filtro multiventana para el cálculo de la amplitud en función del tiempo y que simultáneamente

corrigen la disminución de la amplitud por expansión geométrica ("Geometrical spreading") y la respuesta instrumental.

En los listados de la amplitud en función del periodo y la velocidad (tiempo de llegada) se seleccionó la amplitud correspondiente al modo fundamental. Normalmente, a periodos grandes (mayores de 30 s) éste coincide con el máximo absoluto, por lo que su determinación es fácil. Esto es así ya que el modo fundamental es el que transporta mayor energía y que la dispersión de las ondas de Rayleigh suele separar de forma importante la llegada de los demás modos (Fig. 3.1.). Para periodos menores, especialmente entre 5s y 15 s, la mezcla de modos superiores y su cercanía temporal al fundamental hacen difícil fijar el máximo que representa al modo fundamental o si corresponde únicamente a este modo. Esta dificultad es otro de los motivos por los que en muchos eventos no se ha podido determinar la amplitud para todo el rango de periodos. Para seleccionar el modo fundamental también se ha tenido en cuenta que la velocidad de grupo del modo fundamental ha de ser muy parecida en todas las estaciones que han registrado el evento; hay que tener en cuenta que la velocidad de grupo, proporcionada por el programa, es la velocidad media desde el foco a la estación.

Debido a la dificultad de determinar el modo fundamental en algunos periodos, el estudio se ha centrado en el rango entre 10s y 120s.

A partir de los listados de los coeficientes de atenuación se seleccionaron solamente aquellos cuyos backazimuts difieren menos de 5° y cuya diferencia de distancias epicentrales fuera menor del 10% de la distancia real entre las estaciones.

Debido a todos los problemas mencionados para realizar el cálculo de la atenuación anelástica es importante poder promediar un número suficiente de datos individuales de atenuación. Aunque el volumen de datos de la red NARS fué muy grande, también ha sido muy grande el número de registros que no han podido ser utilizados y no en todos los seleccionados han podido utilizarse la totalidad de los periodos de trabajo. Por ello ha sido necesario realizar una regionalización a priori de las trayectorias.

Tal como se explica en el Capítulo 2, a priori parece razonable que la zona de las Béticas y el Levante sean fuertemente homogéneas, mientras que el Macizo Ibérico y la zona Pirineo-Sistema Ibérico, sin ser tan homogéneas, presenten una diferenciación respecto al resto (Fig. 4.1). Una división más fina, en general, no es posible por falta de datos. Hay que tener presente que, para el cálculo de la atenuación anelástica en las zonas, en cada subdivisión se pierden las trayectorias que quedan inscritas en más de una de ellas. Las trayectorias que cruzaban más de una zona se han agrupado de tal forma que todas aquellas que tienen la misma proporción de cada zona, por ejemplo todas las que tienen aproximadamente un 50% de su trayectoria en el Macizo Ibérico y el otro 50% en las Béticas, se promedian conjuntamente. Suponer que cada zona es homogénea lleva implícito asumir que dos trayectorias distintas que cruzan un porcentaje igual en cada zona presentarán atenuaciones iguales, o muy parecidas. Además éstas trayectorias

nos sirvan para corroborar la bondad de nuestra regionalización a priori. Si la regionalización a priori hubiera sido correcta, esperaríamos encontrar en las trayectorias mixtas la atenuación igual a la media ponderada de la atenuación en cada región que cruzan. Además, en la tomografía encontraríamos zonas con un alto grado de homogeneidad con cambios importantes en sus límites.



Figura 4.1 Zonación escogida.

Según los criterios antes mencionados se han seleccionado los datos del coeficiente de atenuación anelástica para cada región o grupo de trayectorias para posteriormente ser utilizados en los cálculos de la media y la desviación estándar de los coeficientes de atenuación.

Mediante el paquete de programas de inversión de ondas superficiales se han invertido los valores de γ en función del periodo obteniéndose los valores del factor de calidad Q_β , que son función de la capa. En la inversión se ha ajustado el valor de la perturbación de la matriz (Ec. 3.35) de tal manera que, consiguiendo el máximo ajuste de los valores de los coeficientes de atenuación anelástica, los errores en el modelo anelástico (Q_β) no fueran muy grandes. En la práctica, se parte de una perturbación pequeña que se aumenta paulatinamente hasta un límite en el que no se produce un ajuste significativamente mejor de los valores de γ .

4.5 MODELOS ELÁSTICOS DE TIERRA

Unos de los parámetros necesarios para la inversión de los coeficientes de atenuación para calcular los factores de calidad son las velocidades de las ondas de cizalla y compresionales y las densidades de las capas.

Los modelos utilizados para las ondas de cizalla es el de Badal et al. (1995) para las profundidades comprendidas entre 24 y 200 km y el de Payo (1970) entre 0 y 24 km y para el modelo de densidades en todo el rango de profundidades. Los primeros, Badal et al. (1995), son velocidades de cizalla en profundidad entre pares de estaciones de la red NARS, por lo que son las mismas trayectorias que las de este trabajo. Los segundos son datos promedios de la Península Ibérica, por lo que son constantes para todas las trayectorias. Para el modelo de ondas compresionales se ha utilizado la relación empírica $\alpha = 1.72\beta$ (Badal et al., 1992) que corresponde a un coeficiente de poisson de $\sigma = 0.25$.

Hay que tener presente que la inversión de $\gamma(\omega)$ depende poco del modelo elástico de tierra escogido (Mitchell y Xie, 1994) y, aún menos, del modelo de densidades.

Tabla 4.3 Modelos elásticos de tierra.

Región	Profundidades														
	0-3	3-7	7-11	11-24	24-31	31-41	41-51	51-66	66-81	81-101	101-121	121-141	141-161	161-181	181-201
Bética															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.16	4.34	4.14	4.40	4.72	4.42	4.32	4.16	4.06	4.02	4.65
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.21	7.52	7.15	7.62	8.18	7.66	7.48	7.21	7.01	6.96	8.05
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.06	0.06	0.05	0.05	0.10	0.14	0.06	0.07	0.12	0.13	0.10
Este															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.70	4.86	4.59	4.68	4.61	4.02	4.06	4.13	4.17	4.20	4.77
α	4.33	6.03	5.51	6.20	8.14	8.41	7.95	8.11	7.98	6.96	7.03	7.15	7.22	7.27	8.26
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ															
Herciniana															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.43	4.76	4.47	4.56	4.70	4.33	4.33	4.27	4.15	4.10	4.67
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.67	8.24	7.73	7.90	8.15	7.50	7.51	7.34	7.18	7.10	8.08
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.11	0.07	0.16	0.18	0.08	0.19	0.09	0.08	0.14	0.15	0.12
Noreste															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.02	4.46	4.34	4.50	4.67	4.33	4.27	4.10	3.98	3.94	4.59
α	4.33	6.03	5.51	6.20	6.97	7.73	7.52	7.80	8.09	7.51	7.40	7.11	6.90	6.83	7.96
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.02	0.16	0.06	0.16	0.10	0.12	0.09	0.04	0.09	0.05	0.02
B6E4															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.26	4.61	4.47	4.62	4.64	4.18	4.23	4.22	4.20	4.17	4.74
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.39	7.98	7.75	8.00	8.04	7.24	7.32	7.31	7.28	7.23	8.21
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.05	0.06	0.04	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
B7H3															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.14	4.41	4.43	4.74	4.76	4.26	4.21	4.14	4.06	4.00	4.60
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.18	7.64	7.68	8.21	8.24	7.38	7.30	7.18	7.04	6.93	7.97
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.03	0.06	0.05	0.05	0.06	0.03	0.08	0.06	0.01	0.07	0.08

Región	Profundidades														
	0-3	3-7	7-11	11-24	24-31	31-41	41-51	51-66	66-81	81-101	101-121	121-141	141-161	161-181	181-201
H5B2															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.32	4.68	4.53	4.63	4.63	4.19	4.28	4.31	4.30	4.28	4.81
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.49	8.11	7.85	8.03	8.02	7.27	7.41	7.47	7.45	7.41	8.33
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.07	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
H5B5															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.21	4.40	4.28	4.58	4.76	4.33	4.27	4.19	4.12	4.06	4.64
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.29	7.62	7.41	7.93	8.24	7.50	7.39	7.26	7.13	7.03	8.03
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.18	0.09	0.08	0.14	0.03	0.10	0.09	0.03	0.05	0.04	0.04
H6N4															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.09	4.41	4.30	4.60	4.75	4.28	4.18	4.15	4.16	4.17	4.73
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.08	7.64	7.45	7.97	8.23	7.41	7.24	7.19	7.21	7.22	8.19
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.07	0.03	0.03	0.07	0.14	0.09	0.06	0.04	0.04	0.11	0.11
H7B2															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.18	4.46	4.36	4.62	4.71	4.24	4.23	4.22	4.20	4.18	4.74
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.24	7.72	7.55	8.00	8.17	7.34	7.33	7.31	7.27	7.24	8.21
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.12	0.10	0.10	0.11	0.09	0.06	0.08	0.08	0.05	0.04	0.05
H8N2															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.28	4.61	4.44	4.67	4.79	4.33	4.26	4.23	4.23	4.13	4.78
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.41	7.98	7.69	8.08	8.29	7.51	7.38	7.33	7.33	7.16	8.28
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.16	0.13	0.11	0.13	0.11	0.05	0.06	0.05	0.17	0.39	0.20
N5B4															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.40	4.68	4.48	4.60	4.64	4.23	4.29	4.29	4.26	4.23	4.78
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.62	8.11	7.76	7.97	8.04	7.33	7.43	7.43	7.38	7.33	8.28
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ															
N6H4															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.21	4.41	4.18	4.65	4.91	4.28	3.99	4.03	4.14	4.21	4.79
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.29	7.66	7.25	8.06	8.51	7.41	6.92	6.99	7.62	7.29	8.31
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					0.29	0.11	0.11	0.08	0.03	0.07	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
N7H2															
β	2.50	3.48	3.18	3.58	4.17	4.64	4.41	4.47	4.65	4.40	4.37	4.19	4.05	3.97	4.56
α	4.33	6.03	5.51	6.20	7.23	8.04	7.65	7.74	8.05	7.62	7.57	7.26	7.02	6.88	7.91
ρ	2.28	2.79	2.74	2.80	3.05	3.15	3.25	3.30	3.37	3.38	3.39	3.40	3.43	3.46	3.49
σ					.014	0.06	0.05	0.16	0.02	0.22	0.09	0.09	0.15	0.15	0.10

α velocidad compresional, β velocidad de cizalla, ρ densidad y σ desviación estándar de β

Debido al hecho de haberse realizado una regionalización a priori, se han promediado los valores de los modelos de ondas de cizalla de todas las trayectorias pertenecientes a una misma región o conjunto de trayectorias. En la tablas 4.2 se presentan los modelos elásticos de tierra utilizados junto con la desviación

estándar de las velocidades de cizalla. Para el cálculo de la desviación solamente se ha tenido en cuenta el hecho de promediar varias trayectorias ya que este error será muy superior al propio del modelo.

4.6 DEPENDENCIA FRECUENCIAL

Aunque se comentará en profundidad en el capítulo 5, puede adelantarse en este apartado que las curvas de atenuación anelástica sin una dependencia frecuencial de la fricción interna no se pueden ajustar con precisión a los valores observados. Este resultado es común a muchos trabajos de este tipo realizados en dominios continentales (p.e. Mitchell, 1975 y 1976; Canas, 1982; Patton y Taylor, 1984; Blay, 1991). Por ello, se pensó en ensayar ajustes de la inversión con una dependencia frecuencial de tipo potencial, tal como se realiza a periodo corto.

Por todo ello se ha realizado la inversión con una dependencias de tipo potencial ($w^{-\xi}$), haciendo un barrido de frecuencias en todas las trayectorias estudiadas, tanto con registros procedentes de la red ILIHA como procedentes de los Observatorios Fijos (Apartados 5.2, 5.3 y 5.4)

4.7 APLICACIÓN DE LA TOMOGRAFÍA

Debido a que en nuestro caso hemos realizado una regionalización a priori, todas las trayectorias promediadas conjuntamente tendrán la misma distribución de fricción interna. Para realizar la tomografía se ha considerado que las únicas observaciones de que se disponía eran en estas trayectorias y no en la totalidad de la región. Esto es así por dos motivos; el primero es que realmente solo se ha promediado en éstas y no en otros puntos de la región y el segundo es que las trayectorias que cruzan más de una región no tienen unos valores de fricción interna proporcionales a la parte que atraviesan de cada una.

CAPÍTULO 5

COEFICIENTES DE ATENUACIÓN ANELÁSTICA Y FACTORES DE CALIDAD

5.1 INTRODUCCIÓN

Como es habitual, se llaman trayectorias puras a aquellas que su recorrido solo pertenece a una región y trayectorias mixtas a aquellas cuyo recorrido pertenece a dos o más regiones.

En general, los datos obtenidos responden a la tipología usual para curvas de este tipo. A periodos relativamente cortos (< 30 s), la atenuación es considerablemente mayor que a periodos mayores, presentándose en muchas de ellas un máximo relativo entorno a los 25 segundos de periodo. Este máximo es habitual en la literatura (p.e. Mitchell, 1975 y 1976; Canas, 1982; Patton y Taylor, 1984; Blay, 1991) y significa un fuerte aumento de la atenuación anelástica a cierta profundidad. En algunos casos se observa una fuerte pendiente de la curva de atenuación en el entorno del máximo relativo y también entre los 10 y los 20 segundos.

Los valores de los factores de calidad, o sus recíprocos los valores de las fricciones internas, son los parámetros que nos indicarán el grado de atenuación anelástica de cada capa. Existen dos factores de calidad, el Q_β para las ondas de cizalla y el Q_α para las compresionales; debido a la relación $Q_\beta \simeq 2Q_\alpha$ (Anderson et al, 1965) se ha optado por utilizar únicamente el primero de los dos. Tal como se ha mencionado en el Capítulo 1, cuando se habla de fricción interna o factor de calidad, sin más especificaciones, se refiere al de cizalla.

En la mayoría de los modelos anelásticos de las trayectorias digitales existen tres pequeñas zonas de alta calidad entorno a los 0-3 km, 7-10 km y 30-50 km de profundidad. Entre las zonas de alta calidad se encuentran máximos relativos de fricción interna, situándose el máximo absoluto a la profundidad de 100 km, aproximadamente.

En general las dos primeras capas de valores altos de factor de calidad se corresponden con zonas de baja velocidad o a zonas de velocidad intermedia

mientras que la tercera se asocia, en la mayoría de los casos, con una zona de alta velocidad en el modelo elástico de tierra. En 10 de los 14 grupos de trayectorias el máximo s de fricción interna coincide con el inicio de la zona de baja velocidad de la astenosfera, situándose en los otros casos en el centro de esta zona.

Respecto a las trayectorias analógicas el modelo anelástico es mucho más variable. Solo parece ser constante (4 de las 5 trayectorias) la presencia de dos capas de alta calidad, la primera entre 0 y 3 km de profundidad mientras que la segunda se encuentra entre los 10 y los 25 km. En todos los casos, la primera zona coincide con una capa de baja velocidad mientras que la segunda no coincide con ninguna singularidad.

En general, y para un mismo material un aumento de la velocidad de las ondas de cizalla significa un aumento de la rigidez. Éste es uno de los parámetros que tiene en cuenta el factor de calidad por lo que el aumento de la velocidad de cizalla está asociado al aumento del factor de calidad (Fig. 5.2). Tal como se ha mencionado, éste efecto solo se aprecia a partir de los 40 kilómetros de profundidad. Para los primeros 15 km no es ningún inconveniente ya que como se menciona a continuación los datos de periodo largo no poseen resolución a estas profundidades, para profundidades mayores significa que la variación principal del valor de Q_β se produce por efecto del cambio de material, cambios de fases de los compuestos y efectos térmicos

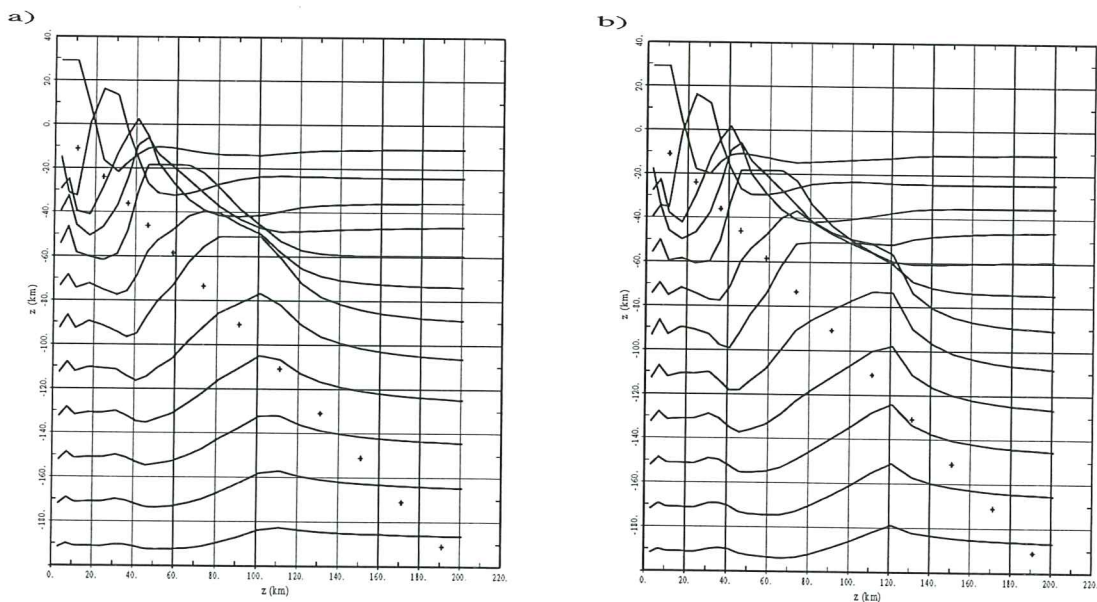


Figura 5.1 Kernels de resolución de los modelos de Q_β^{-1} en a) región Bética, b) región Herciniana.

Una ayuda importante en la inversión de los datos obtenidos es la observación de los kernels de resolución. Estos consisten básicamente en dibujar la matriz de

resolución en forma gráfica, es decir, se dibuja la matriz por filas. Si es diagonal, la resolución es perfecta y observaremos que los diferentes kernels son deltas; mientras que cuanto más se alejan de esta forma más influencia habrá de las capas adyacentes en el valor encontrado. Para la totalidad de las trayectorias digitales analizadas podemos decir que la resolución es buena entre 15 y 140 km de profundidad (Fig. 5.1), mientras que para las trayectorias analógicas esta es diferente para cada una de ellas debido al diferente rango de periodos estudiado. El rango de profundidades en que la resolución de las trayectorias analógicas es buena varía entre los 10 a 130 km de la trayectoria TOL-MAL y entre 15 y 60 km de profundidad para la TOL-EBR (Fig. 5.2)

En el presente Capítulo se supone que no existe dependencia frecuencial de los factores de calidad. En la literatura científica del tema usualmente se considera dependencia solo para periodos menores a 20 segundos, sin embargo, y por diversos motivos, en el Capítulo 6 se investiga una posible dependencia frecuencial para periodos superiores.

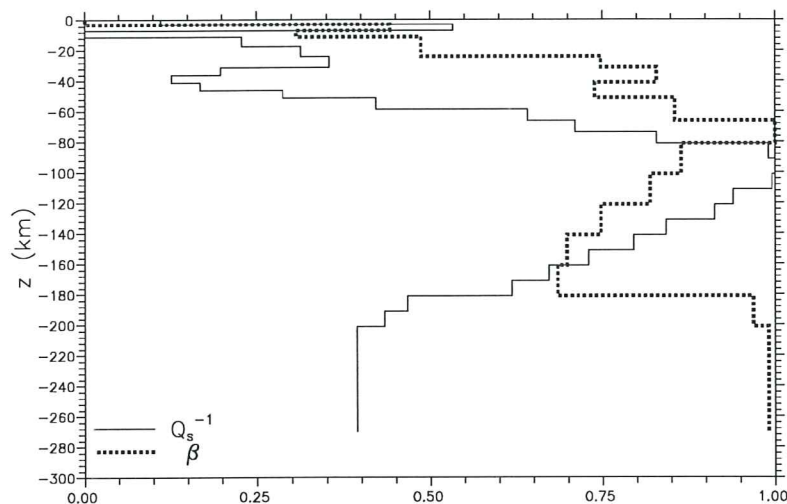


Figura 5.2 Comparación del modelo de velocidades y el modelo de Q_s^{-1} en la región Bética.

5.2 COEFICIENTES DE ATENUACIÓN Y FACTORES DE CALIDAD EN LAS TRAYECTORIAS PURAS.

Como ya se ha mencionado, se realizó una regionalización a priori en la Península Ibérica. La atenuación anelástica de cada región se calculó promediando todos los eventos para la totalidad de trayectorias pertenecientes a la región. De esta forma, se ha conseguido que el número de eventos, en cada periodo, sea suficiente como para conseguir un promedio con fiabilidad suficiente. En las figuras 5.3b a 5.15b se presentan los coeficientes de atenuación anelástica (γ) en función del periodo, junto con sus desviaciones estándar. En las figuras

5.3a a 5.15a se presentan los modelos de fricción interna (Q_{β}^{-1}), también, con sus desviaciones estándar.

Los coeficientes de atenuación son máximos en la región de las Béticas para todo el rango frecuencial con valores entre $2.5 - 0.6 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$, lo que comporta una atenuación alta hasta profundidades grandes. Cabe resaltar que las desviaciones estándar de γ también son importantes (Fig. 5.3b), a pesar del gran número de eventos promediados, (aproximadamente 10 eventos por periodo por término medio) por lo que no queda asegurada la homogeneidad de los datos.

Respecto a los valores de fricción interna, la región Bética también es la que presenta valores mayores, con un máximo de Q_{β}^{-1} de $145 \cdot 10^{-3}$ a 95 km de profundidad. El modelo de fricción interna que presenta el mejor ajuste se muestra en la figura 5.3a, con unas características similares a las descritas para la mayoría de trayectorias, al igual que su correspondencia con el modelo elástico de Tierra. Las desviaciones estándar de Q_{β} son altas, siendo tanto más altas cuanto más superficial sea la capa.

A partir del factor de calidad se puede asociar esta región con una zona de alta atenuación y con importante actividad tectónica en superficie.

En la figura 5.3b se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ella se aprecia que el ajuste es muy bueno hasta los 30 segundos de periodo y bueno en los demás periodos.

La región del Este presenta una atenuación ligeramente menor que la Bética excepto para 10 segundos ($2.8 - 0.4 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$). Cabe destacar (Fig. 5.4b), que se aprecia una desviación estándar menor en los periodos menores de 30 segundos que en el resto; probablemente, esto sea debido a la poca cantidad de datos disponibles y a que estos son muy parecidos. En promedio se han utilizado tres eventos por periodo, lo que comporta una gran inestabilidad de las desviaciones estándar.

Su modelo de fricción interna (Fig. 5.4a) presenta características muy parecidas a las descritas en general, siendo el máximo de $123 \cdot 10^{-3}$ a 91 km de profundidad. Las desviaciones estándar, al igual que en la región Bética, son importantes y mayores cuanto más superficial es la capa. La correspondencia de las zonas de baja fricción interna con el modelo elástico también es el general de las trayectorias.

A partir del valor de los factores de calidad se puede asociar esta región con una zona de alta atenuación, siendo importante su actividad tectónica en superficie.

En la figura 5.4b se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ella se aprecia que a partir de los 90 segundos de periodo el ajuste no es muy bueno.

La región Herciniana es una de las menos atenuantes (Fig. 5.5b). Los valores del coeficiente de atenuación anelástica, entre 1.5 y $0.2 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$, son propios de zonas estables. Las desviaciones estándar también son bajas, siendo aproximadamente 5 el número de eventos utilizados por periodo. Ésto podría

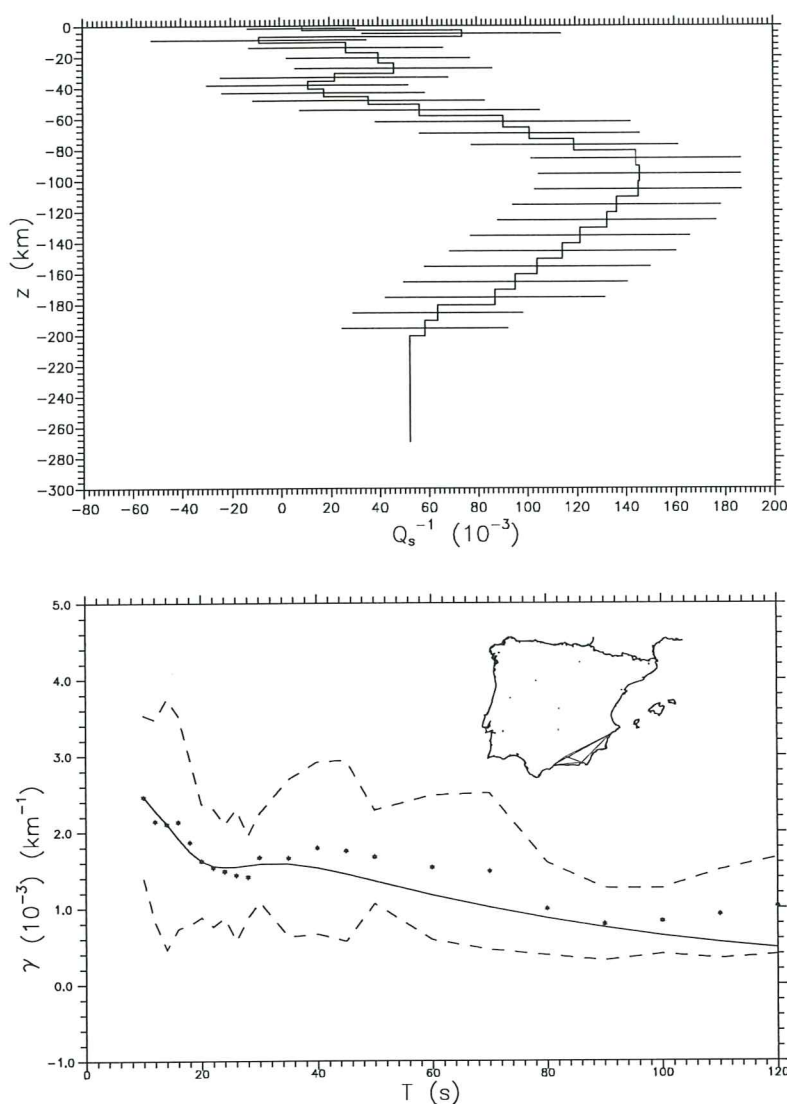


Figura 5.3 a) Modelo de Q_β^{-1} en la región Bética. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

indicarnos una cierta homogeneidad en la región.

Los valores de la fricción interna presentan características claramente diferenciadas de las dos regiones anteriores. Ahora el máximo del valor de fricción interna es tres veces menor que en la región Bética ($44 \cdot 10^{-3}$ de Q_β^{-1}), y situado a 91 km de profundidad (Fig. 5.5a). La forma del modelo es la usual mientras que la relación con el modelo de velocidades presenta la característica que la tercera zona no se corresponde con ninguna singularidad en este último modelo y se produce a una profundidad ligeramente superior. Las desviaciones estándar son mucho menores que en las dos regiones anteriores.

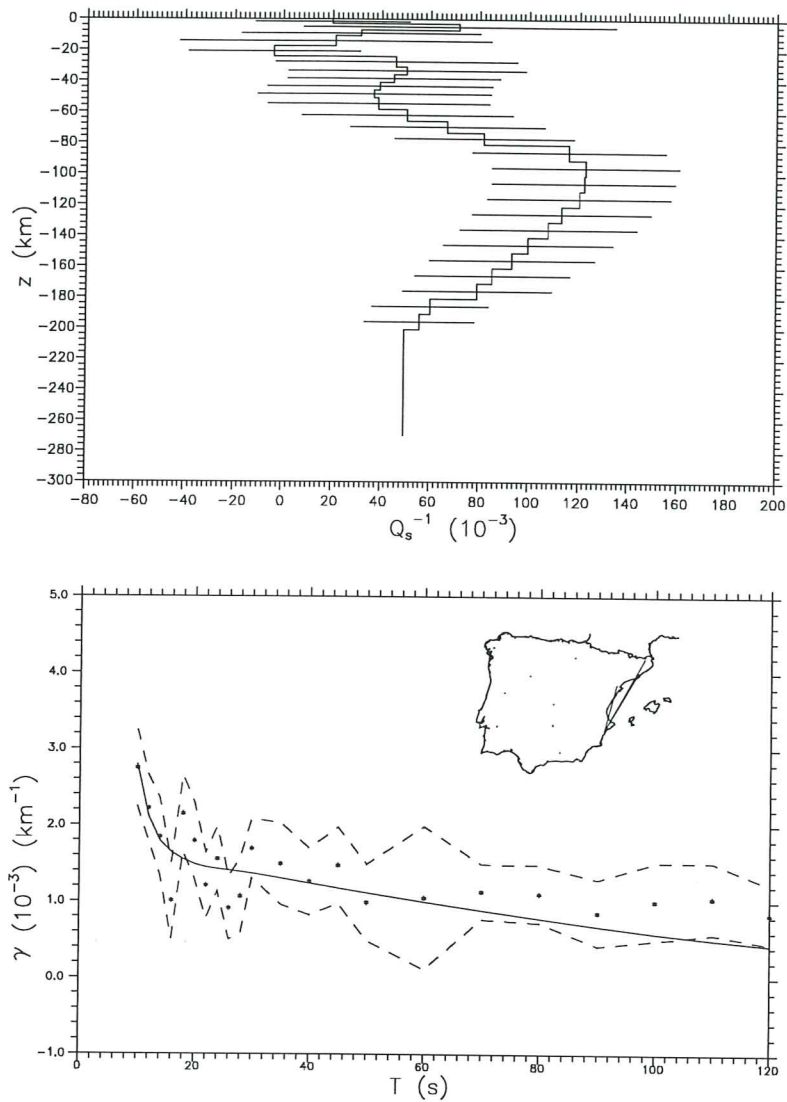


Figura 5.4 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la región Este. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

Debido al bajo valor de los factores de calidad en todo el rango de profundidades se puede asociar esta región con una zona estable y con baja atenuación.

En la representación de los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado (Fig. 5.5b) se aprecia que el ajuste es muy bueno.

La región Noreste tiene un comportamiento parecido al de la Herciniana (Fig. 5.6b), tanto en sus desviaciones estándar como en su rango de valores ($1.4 - 0.5 \cdot 10^{-3} \text{ Km}^{-1}$), aunque ligeramente superior entre 30 y 90 segundos. El número de eventos promediados por periodo es de 3, lo que podría señalar

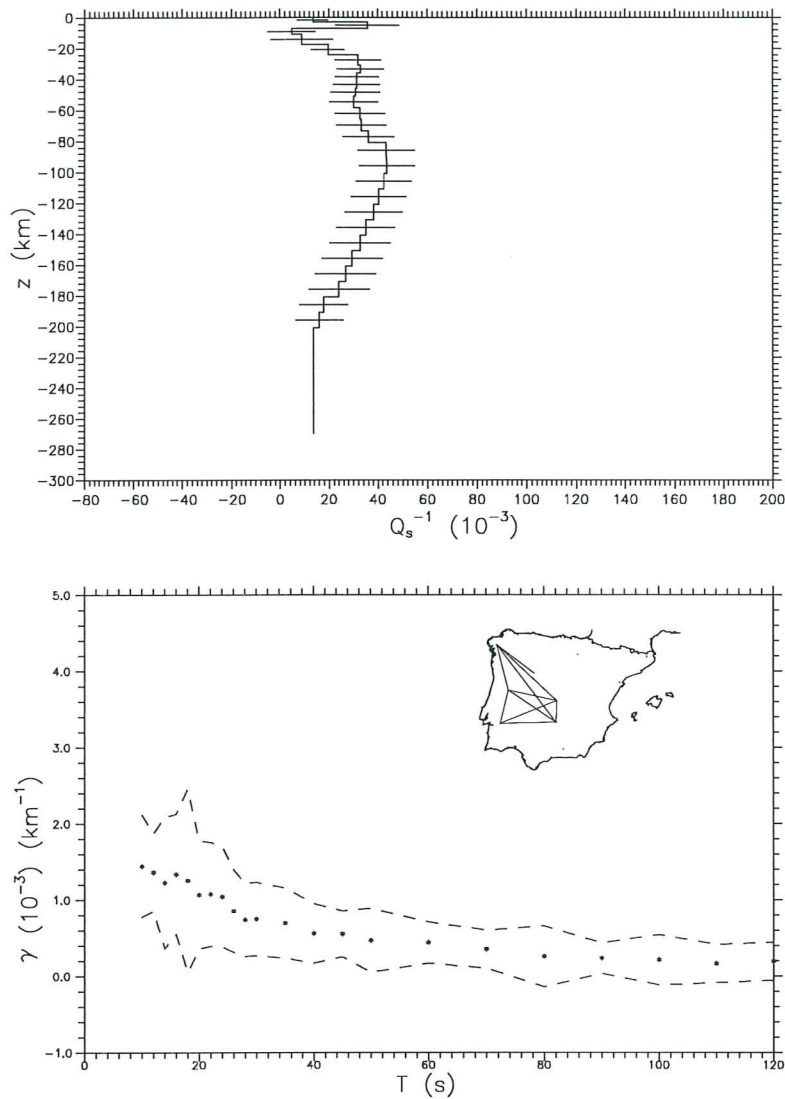


Figura 5.5 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la región Herciniana. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

que las dos trayectorias de la región presentan atenuaciones parecidas. Como ya se mencionó en el Capítulo 2, hay que tener presente, que ninguna de sus dos trayectorias están claramente asociadas a regiones del plegamiento alpino.

El modelo de la fricción interna presenta unas características intermedias entre las de la región Herciniana y las dos primeras, aunque con algunas características propias. El máximo de los valores de fricción interna es $76 \cdot 10^{-3}$ y se produce a una profundidad de 105 km (Fig. 5.6a). El comportamiento en profundidad es igual al general, al igual que su correspondencia con el modelo elástico. Las desviaciones estándar son mucho menores que en los dos primeros

casos.

Por el valor de los factores de calidad puede relacionarse esta región con una zona estable aunque con valores de fricción interna intermedia en profundidad.

De la representación de los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado (Fig. 5.6b) se aprecia que, hasta los 90 segundos de periodo, el ajuste es bueno, no existiendo valores para periodos superiores.

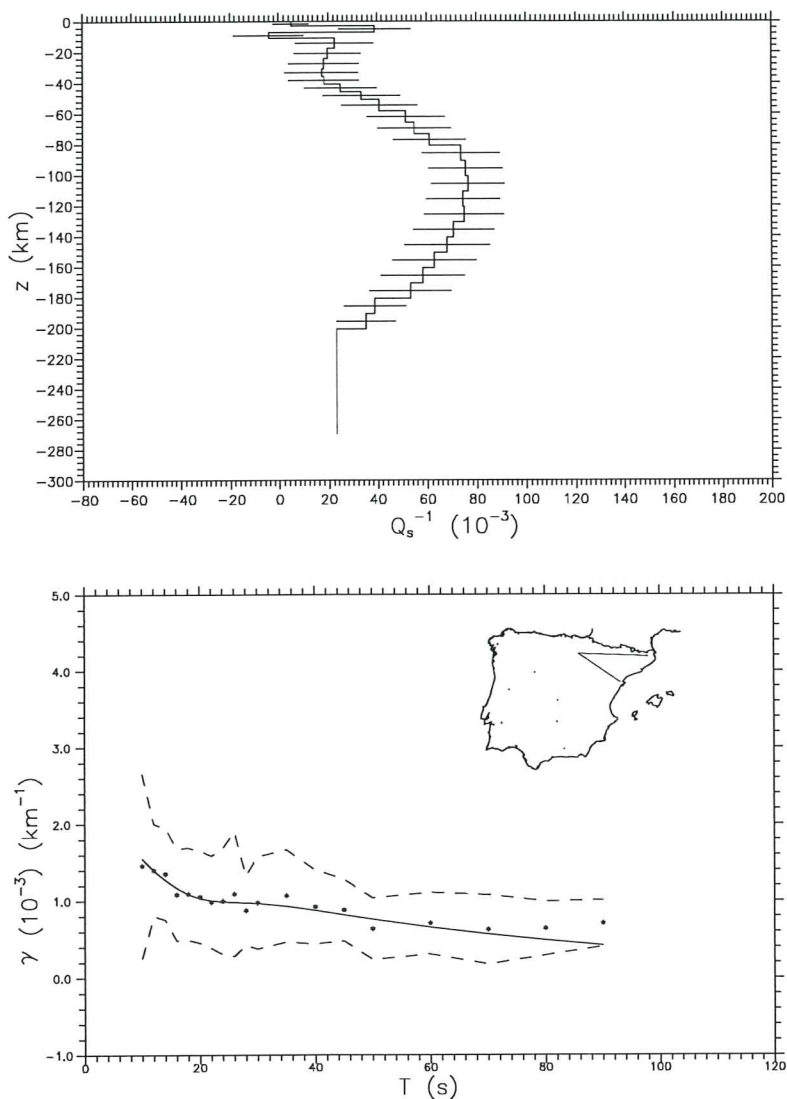


Figura 5.6 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la región Noreste. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

5.3 COEFICIENTES DE ATENUACIÓN Y FACTORES DE CALIDAD EN LAS TRAYECTORIAS MIXTAS DE LA RED NARS.

En este apartado se presentan los resultados en las trayectorias cuyo recorrido incluye más de una región.

Los coeficientes de atenuación nos darán información del grado de homogeneidad de las regiones ya que, suponiendo que la atenuación es aditiva, si estuvieran bien definidas observaríamos que cualquiera de estas trayectorias tienen una atenuación proporcional a la atenuación de cada una de las regiones que atraviesan.

Al igual que con los coeficientes de atenuación, los valores de los factores de calidad nos darán una visión del grado de homogeneidad de las regiones escogidas a priori. Además, con ellos se conseguirá realizar la tomografía anelástica de la Península Ibérica, ya que aumentarán considerablemente el cubrimiento y proporcionarán, en el caso de que las regiones sean homogéneas, como se produce la transición entre regiones. En el caso de que éstas no fueran homogéneas indicarán donde y en que grado no lo son.

Las trayectorias cuyos recorridos pertenecen en un 60% a la región Bética y en un 40% a la región Este son: NE14-NE25, NE20-NE25 y NE22-NE25. La primera (Granada-Ebro) y la última (Malaga-Ebro) son muy parecidas en recorrido mientras que la segunda (Almeria-Ebro) tiene una trayectoria más cercana a la costa. Los coeficientes de atenuación ($1.2 - 0.3 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$) son comparables a los de la región Herciniana excepto entre 14 y 40 segundos que son aún menores, lo que contrasta fuertemente con su pertenencia en un 60% a la región Bética (Fig. 5.7b). Este hecho no parece tener como causa una posible anisotropía, ya que la dirección de las trayectorias es parecida a otras internas; tampoco pueden buscarse las causas en un bajo nivel de cubrimiento, ya que las desviaciones estándar son pequeñas y el número de eventos promediados por periodo es de aproximadamente 5 (a 10, 12 y 18 segundos de periodo ningún evento proporciona atenuaciones fiables). La única posible explicación sería que la zona norte de las Béticas y la occidental de la región del Este sean mucho menos atenuantes que las utilizadas para calcular los coeficientes de atenuación de las regiones, las zonas sur y oriental para la Bética y la oriental para la del Este.

En cualquier caso, la forma de la curva de atenuación es poco habitual, la atenuación entre 16 y 30 segundos es menor que a 35 segundos, lo que indica que las primeras capas son mucho menos atenuantes que otras más profundas.

Los valores de la fricción interna son muy bajos, siendo su factor de calidad superior tanto a la región Bética como a la del Este. Este hecho parece indicar que la zona norte de la región de la Bética y la occidental de la región Este son mucho menos atenuantes que las zonas utilizadas para calcular los valores en la región. Según esta inversión, la menor atenuación se produce en todo el rango de profundidades.

El valor máximo de fricción interna es $44 \cdot 10^{-3}$ y se produce a una profundidad

de 85 km (Fig. 5.7a). La forma del modelo de Q_β se corresponden perfectamente con el modelo general. Las desviaciones estándar de Q_β son mínimas.

Por los bajos valores de los factores de calidad se puede indicar que estas trayectorias recorren una zona estable y con baja atenuación.

En la figura 5.7b se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ella se aprecia que el ajuste es bueno, aunque no se ha podido calcular los valores para los periodos de 10, 12 y 18 segundos.

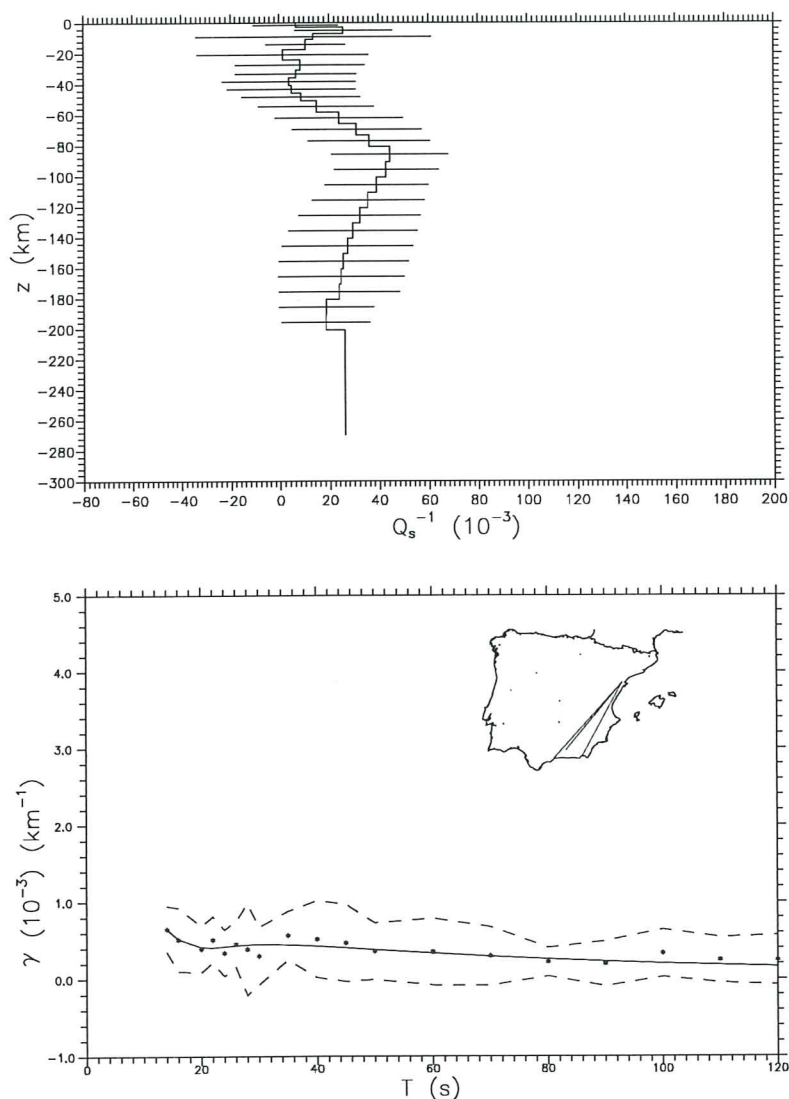


Figura 5.7 a) Modelo de Q_β^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 60% a la región Bética y en un 40% a la región Este. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

Las trayectorias cuyos recorridos pertenecen en un 70% a la región Bética y en un 30% a la región Herciniana son: NE13-NE14, NE13-NE20, NE13-NE22 y NE13-NE24. Las tres primeras tienen un recorrido de norte a sur muy similar, mientras que la cuarta está orientada este-oeste. Los coeficientes de atenuación ($1.3 - 0.5 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$) son parecidos a la región Herciniana siendo ligeramente mayores a partir de los 24 segundos de periodo y parecidos a los de las Béticas para periodos superiores a 70 segundos (Fig. 5.8b). Las desviaciones estándar de los coeficientes de atenuación son pequeñas siendo, en promedio, 5 el número de eventos usados por periodo. Hay que destacar, que en este grupo de trayectorias, la forma de la curva de atenuación tampoco es muy habitual por ser ésta muy plana, aunque sin llegar al caso extremo anterior.

Los valores de la fricción interna son inferiores entre 60 y 160 km de profundidad a los hallados en la región Bética, mientras que solo son claramente superiores a los de la región Herciniana a partir de los 41 km de profundidad, para profundidades menores los valores de la fricción son muy parecidos a los de ésta última. Estos datos parecen corroborar que, en las primeras capas, la zona norte de la región Bética es claramente poco atenuantes, mientras que a mayores profundidades este efecto no es tan acusado.

El máximo de fricción interna tiene el valor de $106 \cdot 10^{-3}$ y se produce a una profundidad de 140 km (Fig. 5.8a). Este grupo de trayectorias se diferencia de la forma general del modelo de Q_β en que presenta cuatro mínimos de fricción interna entre 0 y 3 km, entre 7 y 11 km, entre 21 y 36 km y entre 66 y 71 km de profundidad, a partir de éste último los valores de la fricción interna aumentan hasta los 140 km de profundidad. Las desviaciones estándar son grandes.

Como en el caso general, las dos primeras capas de baja fricción interna se corresponden con dos capas de baja velocidad del modelo elástico de Tierra. Por contra, el tercer máximo no se refleja como ninguna singularidad del modelo de velocidades y el cuarto se puede asociar a una zona de alta velocidad. En estas trayectorias el valor máximo de fricción interna se sitúa en el centro de la zona de baja velocidad (81-181 km de profundidad).

Por el modelo del factor de calidad se puede asociar este grupo de trayectorias como pertenecientes a una zona con cierta activa tectónica, y fuertemente atenuante a partir de los 60 km de profundidad.

En la figura 5.8b, donde se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado, se aprecia que hasta periodos de 100 segundos el ajuste es bueno, manteniéndose dentro del error experimental para la casi totalidad de los periodos.

Las trayectorias cuyos recorridos pertenecen en un 50% a la región Herciniana, 25% a la región Bética y en un 25% a la región Noreste son: NE14-NE19 y NE19-NE22. Estas dos trayectorias atraviesan la península de norte a sur pasando por el centro. Los coeficientes de atenuación ($1.2 - 0 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$) son ligeramente menores que los de las regiones Herciniana y Noreste entre 10 y 40 segundos (Fig. 5.9).

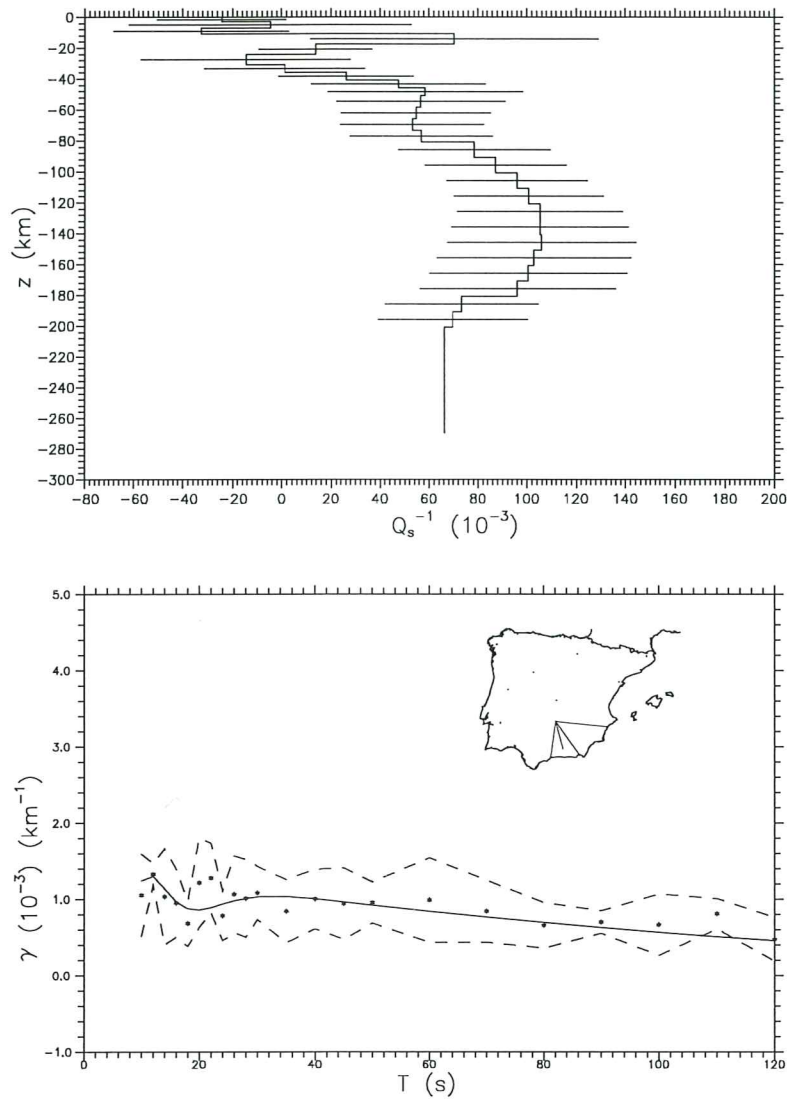


Figura 5.8 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 70% a la región Bética y en un 30% a la región Herciniana. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

Las desviaciones estándar de los coeficientes de atenuación son pequeñas aunque en este caso se han usado, en promedio, solamente 2.7 eventos por periodo, lo que indica una pobre determinación de este parámetro y la imposibilidad de calcular los coeficientes en los periodos de 50 y 80 segundos. Por contra, la curva se asemeja más a la forma habitual que las anteriores.

El modelo de fricción interna es similar al de la región Herciniana, inferior al de la región Noreste a partir de los 60 km de profundidad y claramente inferior en todo el rango de profundidades al de la Bética. Aunque tampoco se puede

apreciar de forma clara, éstas parecen corroborar que la fricción interna de la zona norte de la región Bética es poco atenuante.

El máximo de fricción interna tiene el valor de $45 \cdot 10^{-3}$ y se produce a una profundidad de 61 km (Fig. 5.9a). El modelo de Q_β es similar al general y con una correspondencia parecida al modelo elástico, excepto en que en estas trayectorias los valores de la fricción interna permanecen prácticamente constantes entre 61 y 91 km de profundidad, existiendo un pequeño máximo en los 91 km. Este último máximo de fricción interna coincide con el inicio de la zona de baja velocidad (81-181 km de profundidad). Las desviaciones estándar son pequeñas.

El ajuste entre los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo es bueno en casi todo el rango de periodos (Fig. 5.9b).

Las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 50% a la región Herciniana y en un 50% a la región Bética son: NE14-NE17, NE14-NE27, NE17-NE22, NE20-NE27 y NE22-NE27. Transcurren principalmente por la zona sur y occidental de la región Herciniana y en la noroeste de la Bética. Los coeficientes de atenuación ($1.2 - 0.3 \cdot 10^{-3} \text{ Km}^{-1}$) son entre 10 y 60 segundos de periodo menores que en la región Herciniana, e iguales en el resto (Fig. 5.8). Con un promedio de 4.3 eventos por periodo, se obtienen desviaciones estándar admitibles, con una forma de la curva usual.

Los valores de la fricción interna son inferiores a los de la región Herciniana, hasta los 90 km de profundidad, y superiores a profundidades mayores. Por contra, son claramente inferiores a los de la Bética. Estos datos podrían indicar que la zona noroeste de la región Bética presenta una baja atenuación en las primeras capas.

El valor máximo de fricción interna es $47 \cdot 10^{-3}$ y se encuentra a una profundidad de 145 km (Fig. 5.10a). Este grupo de trayectorias presenta un comportamiento similar al del grupo B7H3, con cuatro mínimos de fricción interna y el máximo situado en el centro de la zona de baja velocidad de la astenosfera. Las desviaciones estándar son pequeñas.

Atendiendo a los factores de calidad se puede asociar este grupo de trayectorias como pertenecientes a una zona no activa desde el punto de vista sismotectónico y con baja atenuación.

En la figura 5.10b se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ella se aprecia que el ajuste es muy bueno en todo el rango de periodos.

Las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 60% a la región Herciniana y en un 40% a la región Noreste son: NE17-NE19, NE21-NE25, NE25-NE26 y NE25-NE27. Su distribución geográfica es más heterogénea aunque, en general, son claramente no alpinas. Los coeficientes de atenuación ($0.6 - 0.1 \cdot 10^{-3} \text{ Km}^{-1}$) son comparables a los de la región Herciniana entre 65 y 120 segundos e inferiores para periodos menores (Fig. 5.11b). Las desviaciones estándar de γ tampoco son grandes; se han promediado 4.7 eventos por periodo y la forma de la curva también es muy plana.

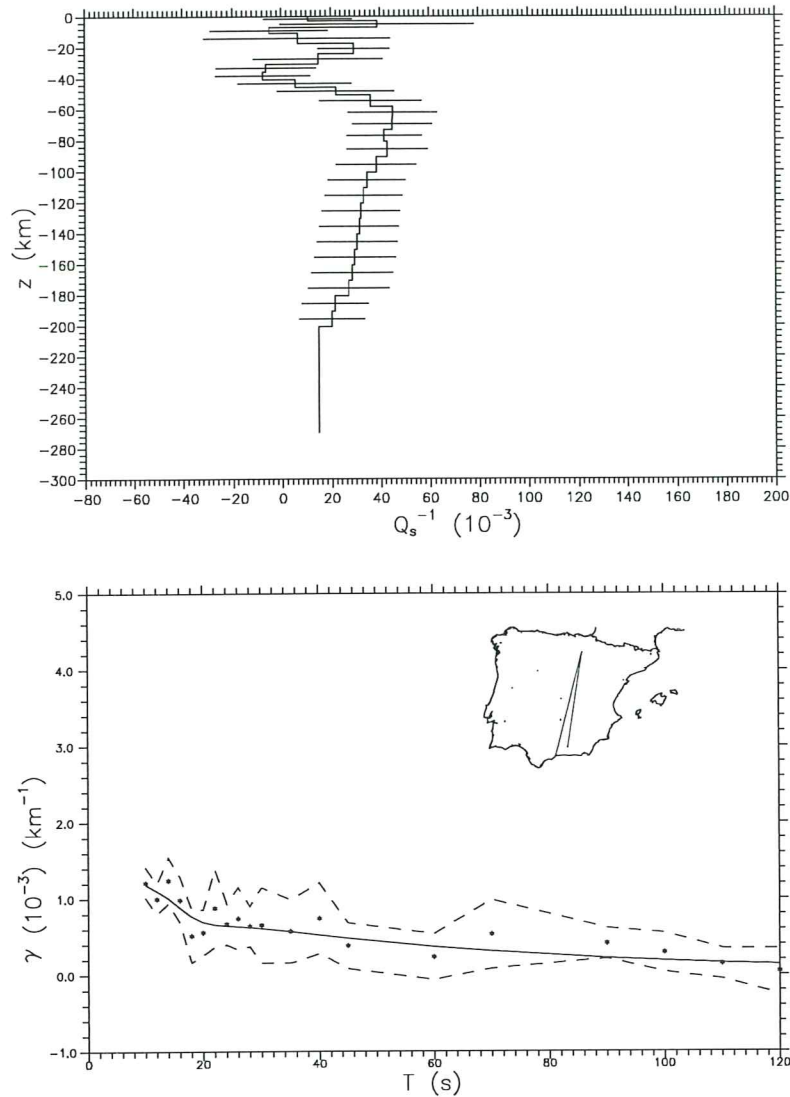


Figura 5.9 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 50% a la región Herciniana, 25% a la región Bética y en un 25% a la región Noreste. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

Los valores de la fricción interna son inferiores a los de la región Herciniana y claramente inferiores a los de la Noreste. Debido a su distribución geográfica poco definida no es posible asociar la menor atenuación de estas trayectorias a una zona concreta, aunque individualmente serán tenidas en cuenta para realizar la tomografía.

El valor máximo de fricción interna es $24 \cdot 10^{-3}$ a 105 km de profundidad (Fig. 5.11a). Al igual que en otras regiones, la forma del modelo de Q_{β} es similar a la general aunque en este caso la tercera zona de bajos valores de fricción interna

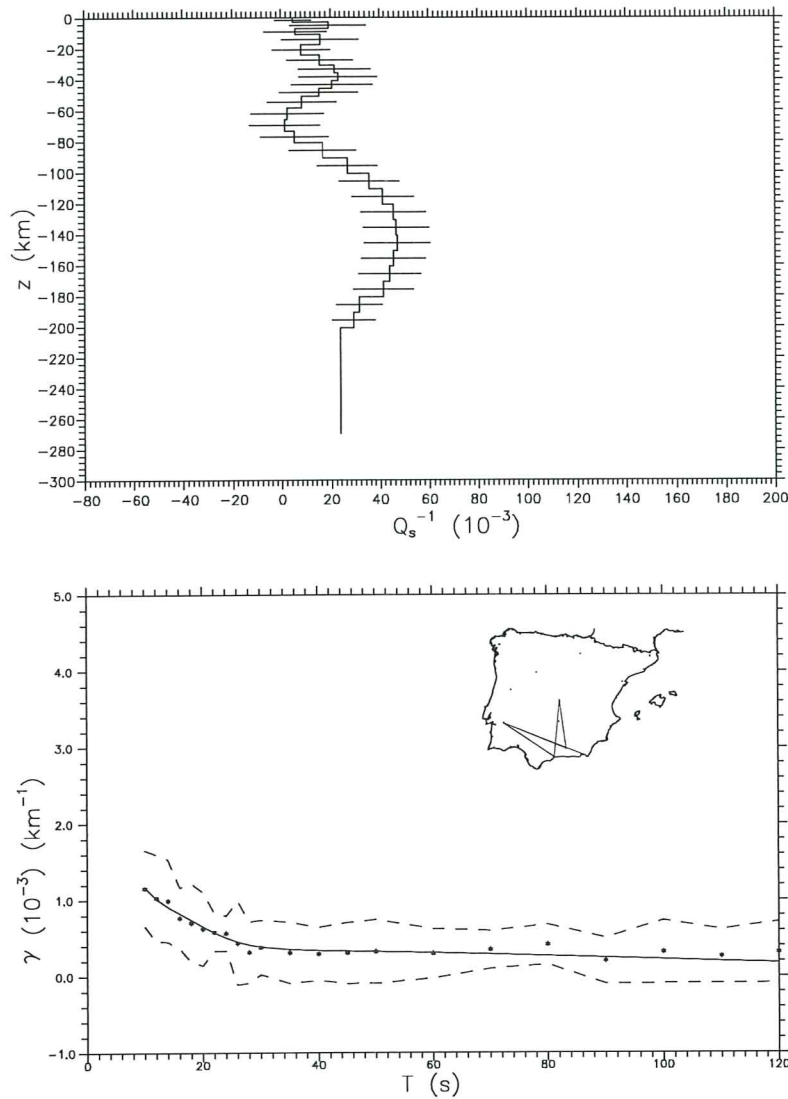


Figura 5.10 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 50% a la región Bética y en un 50% a la región Herciniana. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

no se corresponde con ninguna singularidad con el modelo elástico de Tierra. Las desviaciones estándar de Q_{β} son muy pequeñas.

Por los bajos valores de los factores de calidad se puede asociar este grupo de trayectorias como pertenecientes a una zona muy estable y muy poco atenuante.

El ajuste entre los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación también es muy bueno en todo el rango estudiado (Fig. 5.11b).

Las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 75% a la región Herciniana y en un 25% a la región Bética son: NE14-NE21, NE20-NE21, NE21-NE22,

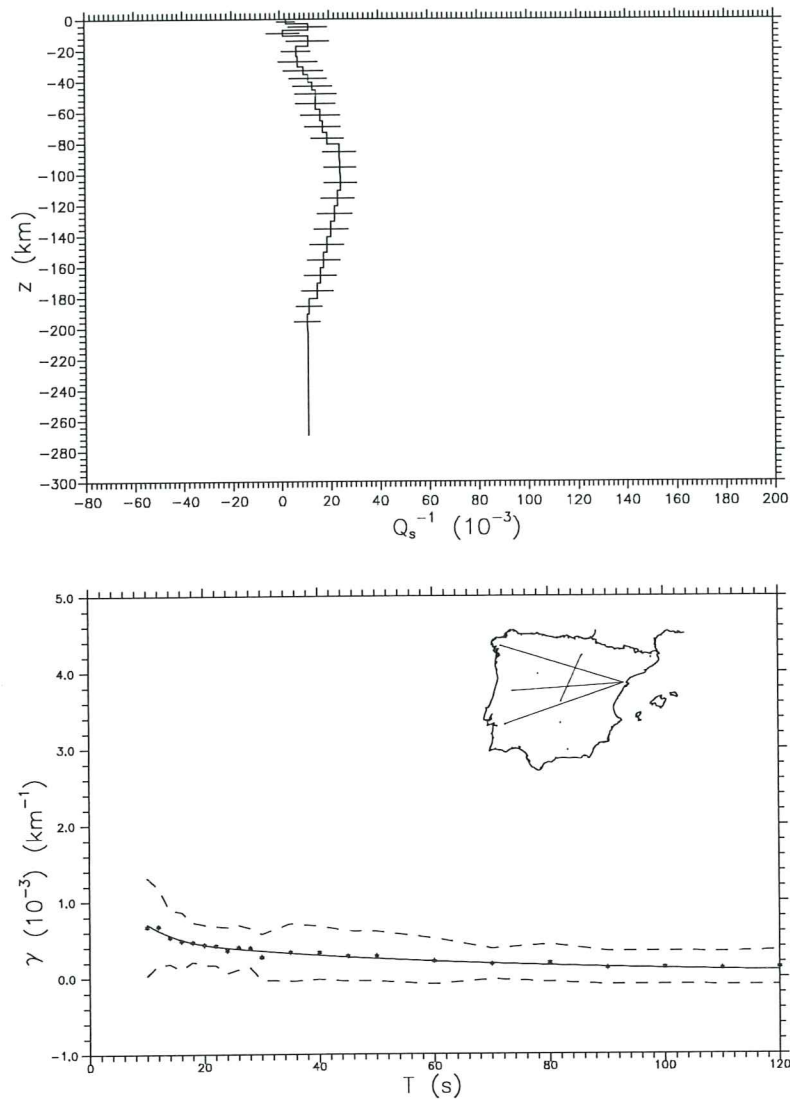


Figura 5.11 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 60% a la región Herciniana y en un 40% a la región Noreste. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

NE21-NE24, NE22-NE28 y NE24-NE27. Éstas pertenecen principalmente a la zona norte y occidental de la Bética y suroccidental de la región Herciniana. Los coeficientes de atenuación ($0.9 - 0.2 \text{ Km}^{-1}$) son, hasta 40 segundos de periodos, inferiores a los de la región Herciniana (Fig. 5.12).

Las desviaciones estándar son pequeñas siendo, en promedio, 5 el número de eventos usados por periodo y la forma de su curva más parecida a la habitual que otros casos.

El modelo de fricción interna similar al encontrado en la región Herciniana.

Comparando sus valores con los obtenidos en la región Bética se aprecia que son claramente inferiores. En estas trayectorias, también se vuelve a apreciar que la zona norte de la región Bética podría ser menos atenuante que el resto y quizás también la zona suroccidental de la Herciniana hasta la profundidad de 80 km.

El valor máximo de fricción interna se halla a una profundidad de 95 km y es de $49 \cdot 10^{-3}$ (Fig. 5.12a). El modelo de valores de Q_{β} es similar al general y con una correspondencia igual al modelo elástico de Tierra.

Según el modelo del factor de calidad se puede asociar este grupo de trayectorias como pertenecientes a una zona estable y con baja atenuación.

En la figura 5.12b se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación para el modelo ajustado. En ella también se aprecia que el ajuste es muy bueno en todo el rango de periodos aunque hay que destacar que no se ha podido calcular los coeficientes de atenuación para los periodos de 110 y 120 segundos.

Las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 80% a la región Herciniana y en un 20% a la región Noreste son: NE13-NE19, NE19-NE21, NE19-NE26 y NE19-NE27. Transcurren por la zona occidental de la región Noreste, mientras que en la región Herciniana su localización es más dispersa. Los coeficientes de atenuación ($0.8 - 0.1 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$) son, entre 10 y 60 segundos, claramente menores a los de la región Herciniana mientras que en el resto de periodos son comparables (Fig. 5.13b).

Las desviaciones estándar son pequeñas. En promedio, el número de eventos por periodo es de 4, aunque no se ha calculado entre 45 y 60 ni a 80 ni a 120 segundos por falta de datos. Nuevamente la curva es muy plana.

Los valores de fricción interna son inferiores a los de la región Herciniana entre los 20 y los 140 km de profundidad. Comparando con los valores de la región Noreste, éstos son inferiores en todo el rango de profundidades.

El valor máximo de fricción interna es $27 \cdot 10^{-3}$ y se encuentra a una profundidad de 125 km (Fig. 5.13a). Su forma es similar a la general excepto que el máximo se produce a una profundidad ligeramente superior que en el resto de trayectorias, situándose en el centro de la zona de baja velocidad de la astenosfera. Su relación con el modelo elástico de tierra sigue el marco general. Las desviaciones estándar son pequeñas.

Por los bajos valores del factor de calidad se puede asociar este grupo de trayectorias como pertenecientes a una zona estable y poco atenuante.

El ajuste entre los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo es muy bueno en todo el rango de periodos (Fig. 5.13b), pero cabe resaltar que entre 45 y 70 segundos de periodo no hay datos de coeficientes de atenuación.

La trayectoria cuyo recorrido pertenece en un 55% a la región Noreste y en un 45% a la región Bética es NE19-NE20. Ésta, orientada norte-sur, discurre por la zona occidental de la región Noreste y por la central de la Bética, aunque llega a penetrar ligeramente en la zona Herciniana. El hecho de no haberse unido a

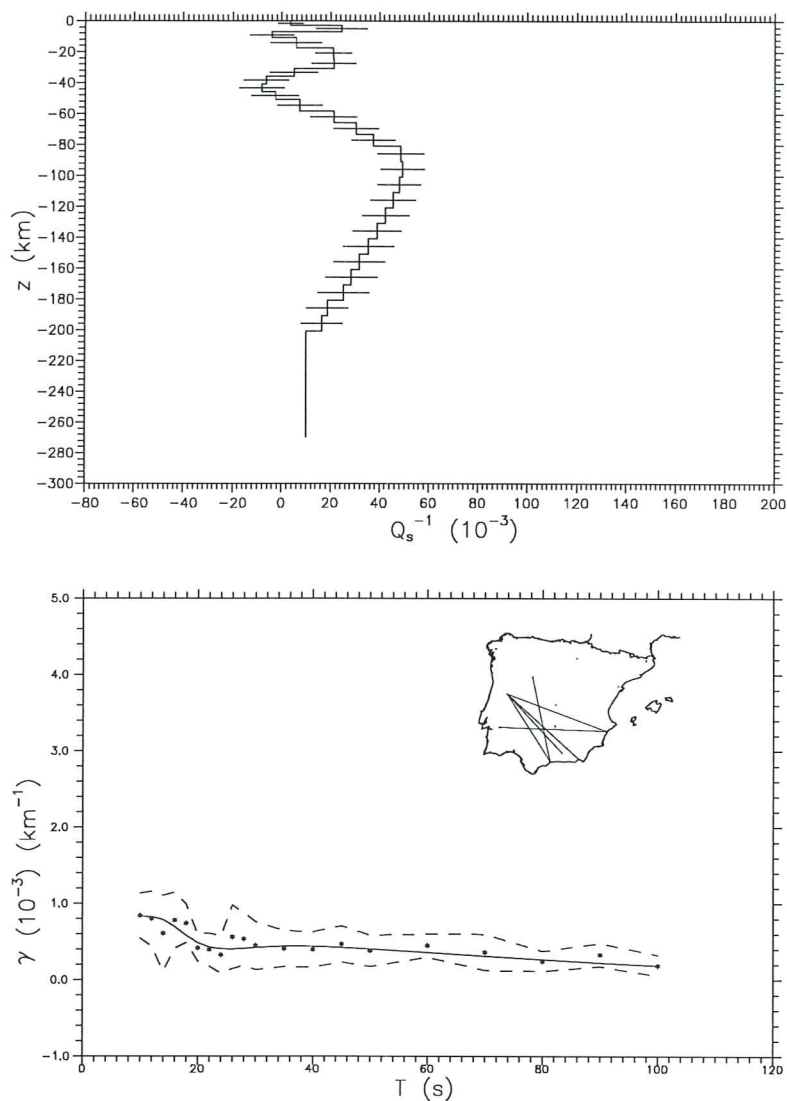


Figura 5.12 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 75% a la región Herciniana y en un 25% a la región Bética. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

ninguna otra trayectoria hace que no se utilice la suposición de zonas homogéneas, tal como se ha realizado en las demás. Los coeficientes de atenuación ($1.3 - 0.5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1}$) son muy parecidos a los de la región Noreste (Fig. 5.14). Los coeficientes de atenuación son comparables a los de la región Noreste.

La baja cantidad de eventos usados por periodo, 1.7 en promedio, y una relativamente alta desviación estándar, conlleva una baja fiabilidad para esta trayectoria, además de no haberse podido calcular los coeficientes de atenuación a 10, 16, 18 y 22 segundos. Por contra, la forma de la curva es más suave.

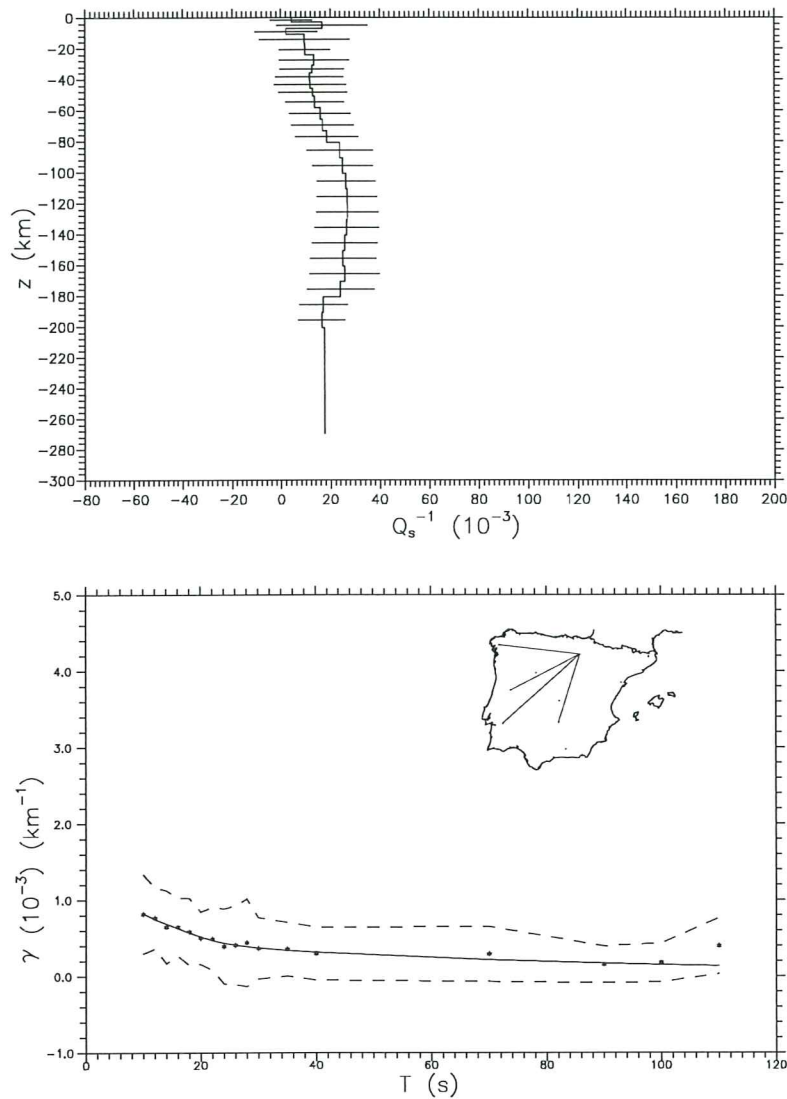


Figura 5.13 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 80% a la región Herciniana y en un 20% a la región Noreste. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

La fricción interna presenta valores inferiores a los de la región Bética e iguales a los de la Noreste a partir de los 60 km profundidad. Esta única trayectoria no estaría en consonancia con otras en que se apreciaba una zona de poca atenuación en el norte de la zona Bética y occidental de la zona Este.

En este caso el máximo de fricción interna es de $93 \cdot 10^{-3}$ y se encuentra a una profundidad de 85 km (Fig. 5.14a), Correspondiéndose su forma y su relación con el modelo elástico de tierra con la mayoría de trayectorias.

De los valores de los factores de calidad se puede asociar este grupo de trayec-

torias como pertenecientes a una zona relativamente activa y relativamente alta fricción interna en profundidad.

En la figura 5.14b se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. Puede apreciarse un buen ajuste hasta los 80 segundos, y dentro del error experimental para todo el rango de periodos. Cabe destacar que para los periodos de 10, 16, 18 y 22 segundos no se han podido obtener valores de los coeficientes de atenuación.

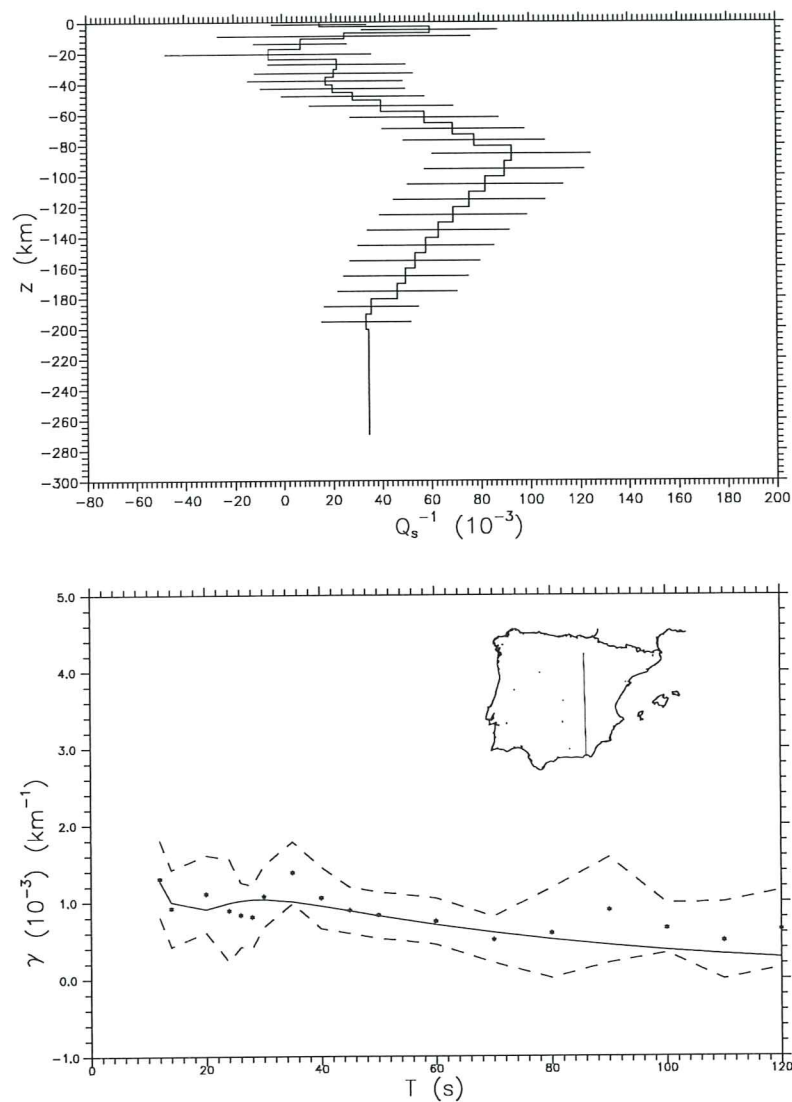


Figura 5.14 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 55% a la región Noreste y en un 45% a la región Bética. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

Las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 60% a la región Noreste y en un 40% a la región Herciniana son: NE21-NE30, NE26-NE30 y NE27-NE30. Cubren casi toda la región Herciniana y Noreste. Hasta 30 segundos, los coeficientes de atenuación ($0.8 - 0.2 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$) son similares a los de las regiones Herciniana e inferiores en todo el rango de periodos a los hallados en la Noreste (Fig. 5.15).

Las desviaciones estándar de los valores son, en general, pequeñas; se han utilizado, en promedio, 3.4 eventos por periodo y la forma de la curva de atenuación es muy plana.

El modelo de la fricción interna es similar al de la región Herciniana y claramente inferior al de la Noreste a partir de los 60 km de profundidad. Éste se corresponde con el modelo usual excepto en que el máximo se produce a una profundidad mas superficial.

Según los valores de los factores de calidad se puede asociar este grupo de trayectorias como pertenecientes a una zona estable y con baja atenuación.

Los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado se representan en la figura 5.15b. En esta gráfica se aprecia que el ajuste es muy bueno en todo el rango de periodos.

Las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 75% a la región Noreste y en un 25% a la región Herciniana son: NE13-NE25 y NE17-NE25. Son muy parecidas y transcurren por la zona suroccidental de la región Noreste y por la suraumentasoriental de la Herciniana. Los coeficientes de atenuación ($1.4 - 0.5 \cdot 10^{-3} Km^{-1}$) son similares a los de la región Noreste y Herciniana (Fig. 5.16).

Las desviaciones estándar de los coeficientes es intermedia, con 3.2 eventos por periodo utilizados, aunque no se han podido calcular los coeficientes de atenuación a 30, 60, 70 y 80 segundos. La forma de la curva entra dentro de lo habitual.

Los valores de fricción interna son superiores a los obtenidos, a partir de los 80 km de profundidad, en la región Herciniana y ligeramente inferiores a los de la Noreste entre 40 y 140 km de profundidad.

El máximo de fricción interna tiene como valor $63 \cdot 10^{-3}$ y se encuentra a 125 km de profundidad (Fig. 5.16a). La forma del modelo de Q_{β} es parecido al usual aunque en este grupo de trayectorias no existe la tercera zona de alta calidad y que el máximo se produce a una profundidad ligeramente superior a la normal, en el centro de la zona de baja velocidad de la astenosfera. Las desviaciones estándar son muy grandes.

En la figura 5.16b se representan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ésta también se aprecia que el ajuste es bueno en casi todo el rango de periodos, pero cabe resaltar que no existen datos a los periodos de 30, 60, 70 y 80 segundos.

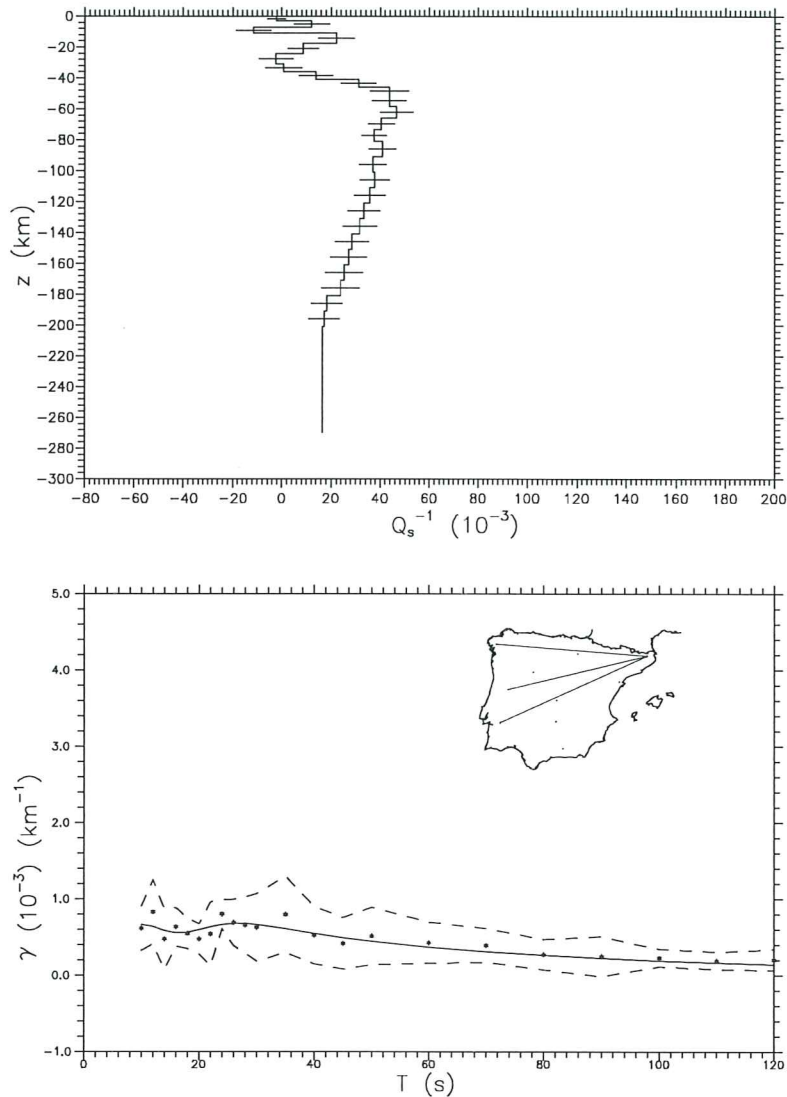


Figura 5.15 a) Modelo de Q_β^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 60% a la región Noreste y en un 40% a la región Herciniana. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

5.4 FACTORES DE CALIDAD EN LAS TRAYECTORIAS CON REGISTRO ANALÓGICO

En este apartado se presentan los modelos de fricción interna procedentes de la inversión de los coeficientes de atenuación anelástica (Blay, 1991) en las seis trayectorias de las que se posee registros analógicos. Al igual que las trayectorias pertenecientes a más de una región, éstas también nos darán una visión del grado de homogeneidad de las regiones escogidas a priori y permitirán realizar una tomografía de la Península Ibérica. Además es importante resaltar que han

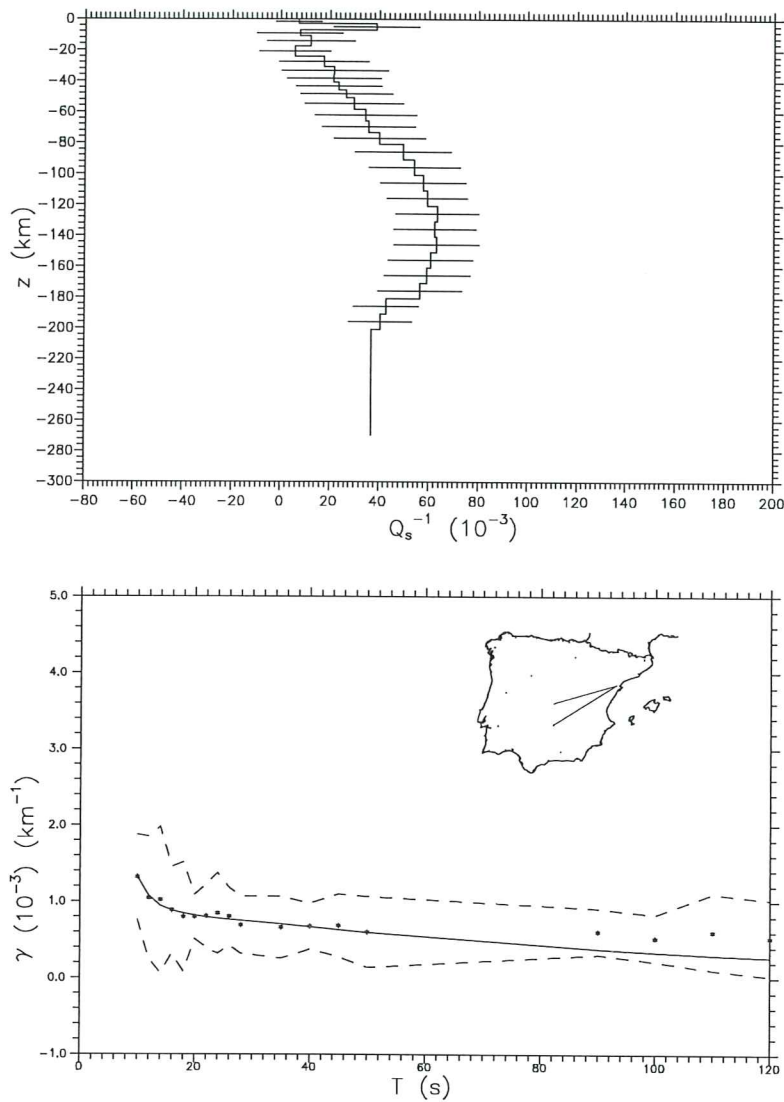


Figura 5.16 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 75% a la región Noreste y en un 25% a la región Herciniana. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

sidó obtenidos a partir de instrumentos totalmente diferentes.

La trayectoria PTO-EBR por su recorrido es equiparable al grupo de trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 60% a la región Herciniana y en un 40% a la región Noreste.

Los valores de fricción interna en ésta son ligeramente superior a los del grupo de trayectorias equivalente, aunque sigue siendo ligeramente inferiores a los de la región Herciniana y fuertemente inferiores a los de la Noreste. El hecho de transcurrir por el centro-sur de la región Herciniana hace suponer que

ésta puede ser una de las partes menos atenuantes de esta región. Respecto a la región Noreste parece claro que la zona sur ha de ser menos atenuante que el promedio de las trayectorias paralelas al sistema Ibérico y a los Pirineos.

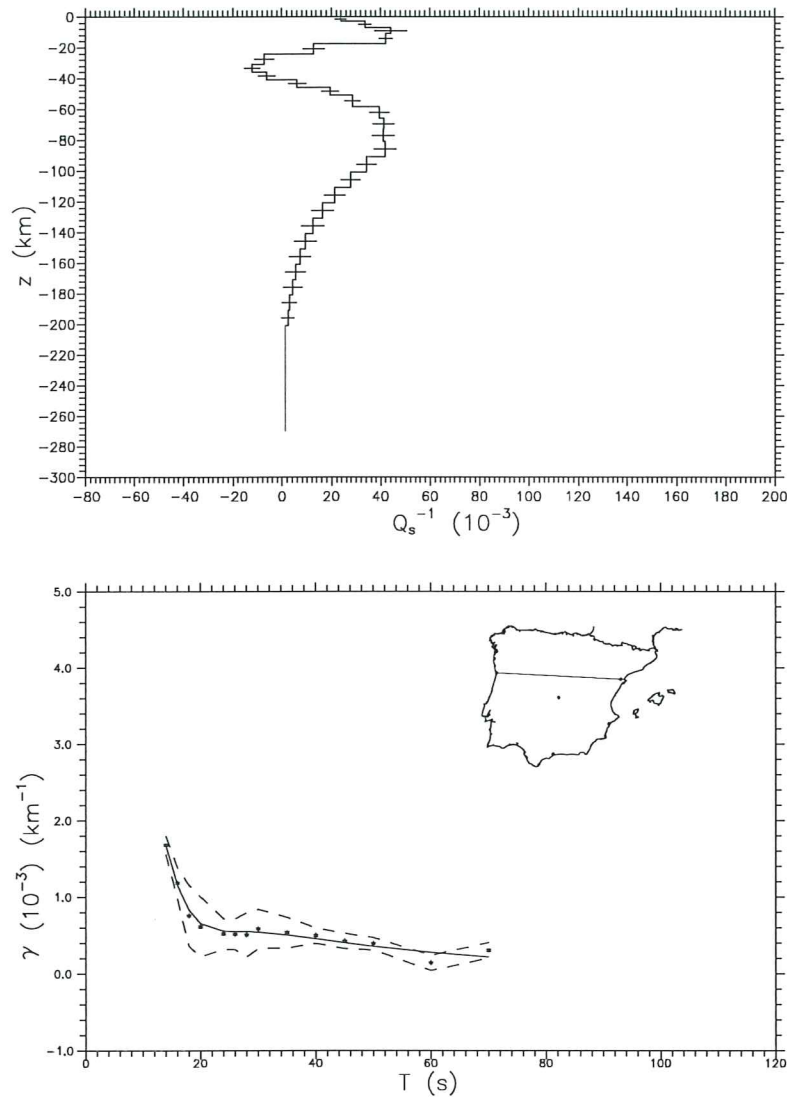


Figura 5.17 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la trayectoria PTO-EBR. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

El valor máximo de fricción interna es de $42 \cdot 10^{-3}$ a 90 km de profundidad (Fig. 5.17a). Ésta es la única trayectoria analógica que se corresponde con el esquema de las trayectorias digitales, excepto por la ausencia de la segunda capa de baja fricción interna. Las desviaciones estándar son mínimas.

Por los bajos valores de los factores de calidad se puede asociar esta trayectoria como perteneciente a una zona estable y con muy baja atenuación.

El ajuste entre los valores teóricos y experimentales para los coeficientes de atenuación del modelo escogido es bueno en todo el rango de periodos (Fig. 5.17b), pero cabe resaltar que solo hay valores de coeficiente de atenuación entre 14 y 70 segundos de periodo.

Los kernels de resolución de esta trayectoria indican que la resolución es buena entre los 10 y los 70 km de profundidad, siendo este rango menor que en los ajustes con datos procedentes de la red NARS al haberse estudiado únicamente hasta los 70 segundos de periodo.

La trayectoria TOL-EBR por su recorrido es asimilable al grupo de trayectorias que transcurre en un 75% a la región Noreste y en un 25% a la región Herciniana.

La trayectoria TOL-EBR presenta valores de fricción interna muy inferiores a los de éste grupo de trayectorias y siguen siendo inferiores a los de la región Herciniana y Noreste. Al igual que en la trayectoria PTO-EBR, el hecho de transcurrir por el centro-sur de la región Herciniana (aunque ahora solo en su parte oriental) hace suponer que éste puede ser uno de los tramos menos atenuantes de la región. Respecto a la región Noreste vuelve a parecer claro que la zona sur ha de ser mucho menos atenuante que en las trayectorias para las que se ha promediado la región.

El valor máximo de fricción interna es de $39 \cdot 10^{-3}$ a 11 km de profundidad y aparece otro máximo de $23 \cdot 10^{-3}$ a los 51 km (Fig. 5.18a). Como en el caso anterior, esta trayectoria tiene dos mínimos pero situados entre 0 y 3 km y entre 15 y 35 km de profundidad. La primera capa de alto factor de calidad se corresponde con una capa de baja velocidad en el modelo elástico de Tierra por contra, la segunda no se corresponde con ninguna singularidad. En este caso, los dos máximos de fricción interna se pueden asociar a sendas capas de baja velocidad. Las desviaciones estándar también son mínimas.

Por los valores de los factores de calidad se puede asociar esta trayectoria como perteneciente a una zona estable y con muy baja atenuación en profundidad.

En la figura 5.18b se presentan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ésta se aprecia que el ajuste es bueno en casi todo el rango de periodos; aunque también cabe resaltar que no existen datos entre 28 y 45 segundos, ni para coeficientes de atenuación superiores a 70 s.

Los kernels de resolución de esta trayectoria indican que la resolución es buena entre los 15 y los 60 km de profundidad, habiéndose estudiado los coeficientes de atenuación hasta 70 segundo de periodo.

La trayectoria TOL-MAL por su recorrido es equiparable al grupo de trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 50% a la región Herciniana y en un 50% a la región Bética.

En la trayectoria TOL-MAL el modelo de la fricción interna presenta carac-

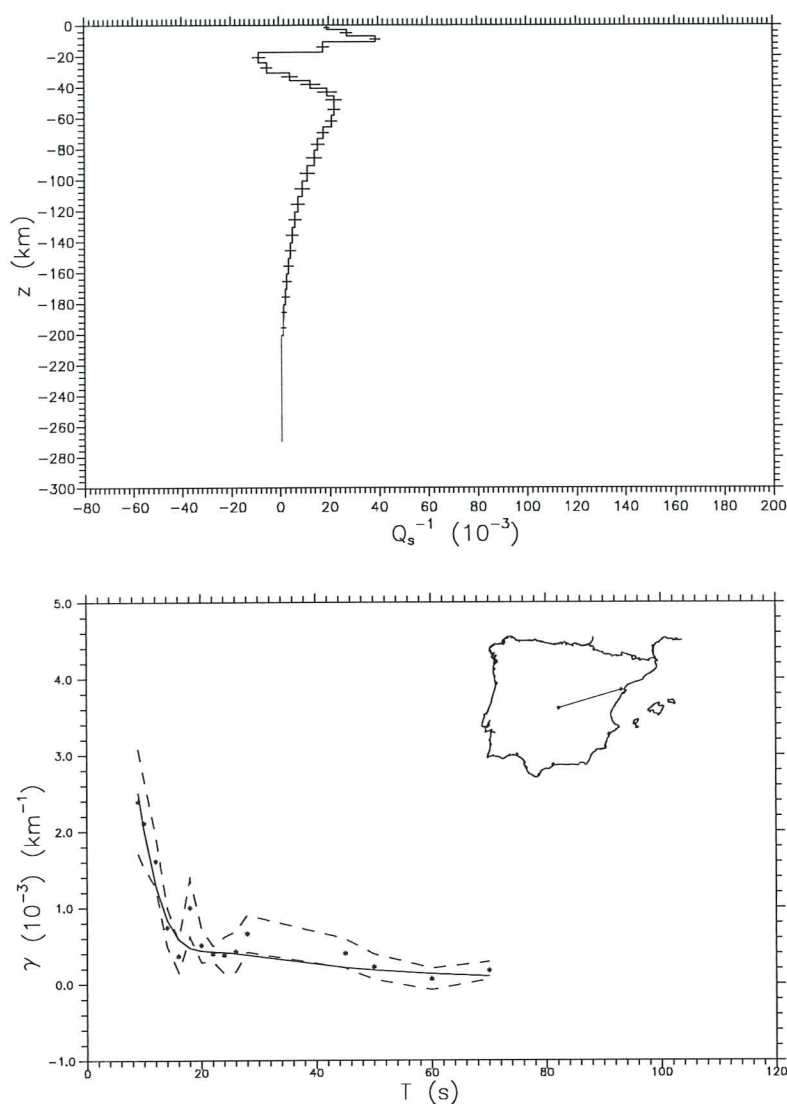


Figura 5.18 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la trayectoria TOL-EBR. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

terísticas parecidas al de éste grupo de trayectorias aunque con valores ligeramente superiores. Los valores de fricción interna son parecidos a los de la región Herciniana y muy inferiores a los de la Bética.

El máximo de fricción interna tiene el valor de $62 \cdot 10^{-3}$ a 36 km de profundidad y aparecen otros dos máximos cuyos valores son $61 \cdot 10^{-3}$ y $58 \cdot 10^{-3}$ a 141 y 7 km de profundidad respectivamente (Fig. 5.19a). Esta trayectoria tiene tres mínimos de fricción situados entre 0 y 3 km, entre 11 y 17 km y entre 61 y 86 km de profundidad; a partir de éste último los valores de la fricción interna aumentan hasta llegar a los 141 km de profundidad donde se alcanza el tercer máximo,

aunque entre los 121 y los 171 km de profundidad se mantienen prácticamente estables. Las desviaciones estándar son grandes.

Como en el resto de las trayectorias la primera capa de alto factor de calidad se corresponde con una capa de baja velocidad en el modelo elástico de Tierra por contra, la tercera se puede asociar a un máximo de este modelo elástico y la segunda no coincide con ninguna singularidad. El primer máximo de fricción interna se corresponde con una capa de alta velocidad, mientras que el tercero se puede asociar al mínimo de velocidades existente dentro de la zona de baja velocidad (81-181 km de profundidad).

Según los valores del factor de calidad se puede asociar esta trayectoria como perteneciente a una zona con baja atenuación a profundidades mayores de 60 km.

El ajuste entre los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo es bueno en todo el rango de periodos (Fig. 5.19b), siendo el rango estudiado entre 14 y 90 segundos.

Los kernels de resolución de esta trayectoria indican que la resolución es buena entre los 10 y los 130 km de profundidad.

La trayectoria PTO-TOL por su recorrido es equiparable a las trayectorias pertenecientes a la región Herciniana.

El modelo de fricción interna en la trayectoria PTO-TOL presenta características parecidas al de esta región, aunque con valores ligeramente superiores desde los 80 km de profundidad.

El máximo de fricción interna tiene el valor de $61 \cdot 10^{-3}$ a 7 km de profundidad y aparece otro máximo de $41 \cdot 10^{-3}$ a 61 km de profundidad (Fig. 5.20a). Esta trayectoria tiene dos mínimos de fricción situados entre 0 y 3 km y entre 11 y 24 km de profundidad, a partir de éste último aumenta hasta llegar a los 61 km de profundidad donde se alcanza el segundo máximo. Las desviaciones estándar son grandes.

Al igual que en todas las trayectorias, la primera capa de baja fricción interna se corresponde con una capa de baja velocidad del modelo elástico de Tierra. El máximo de fricción interna y el segundo máximo se pueden asociar a capas de alta velocidad.

Por el valor de los factores de calidad se puede asociar esta trayectoria como perteneciente a una zona estable y con baja atenuación en profundidad.

En la figura 5.20b se presentan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ésta se aprecia que el ajuste es bueno en casi todo el rango de periodos, siendo el rango estudiado entre 7 y 60 segundos. Para esta trayectoria vuelven a aparecer grandes cambios de pendientes de los coeficientes de atenuación, y por tanto difíciles de ajustar.

Los kernels de resolución de esta trayectoria indican que la resolución es buena entre los 5 km y los 80 km de profundidad. La trayectoria PTO-MAL por su recorrido es equiparable a las trayectorias cuyo recorrido pertenece en un 75% a la región Herciniana y en un 25% a la región bética.

El modelo de fricción interna en la trayectoria PTO-MAL presenta carac-

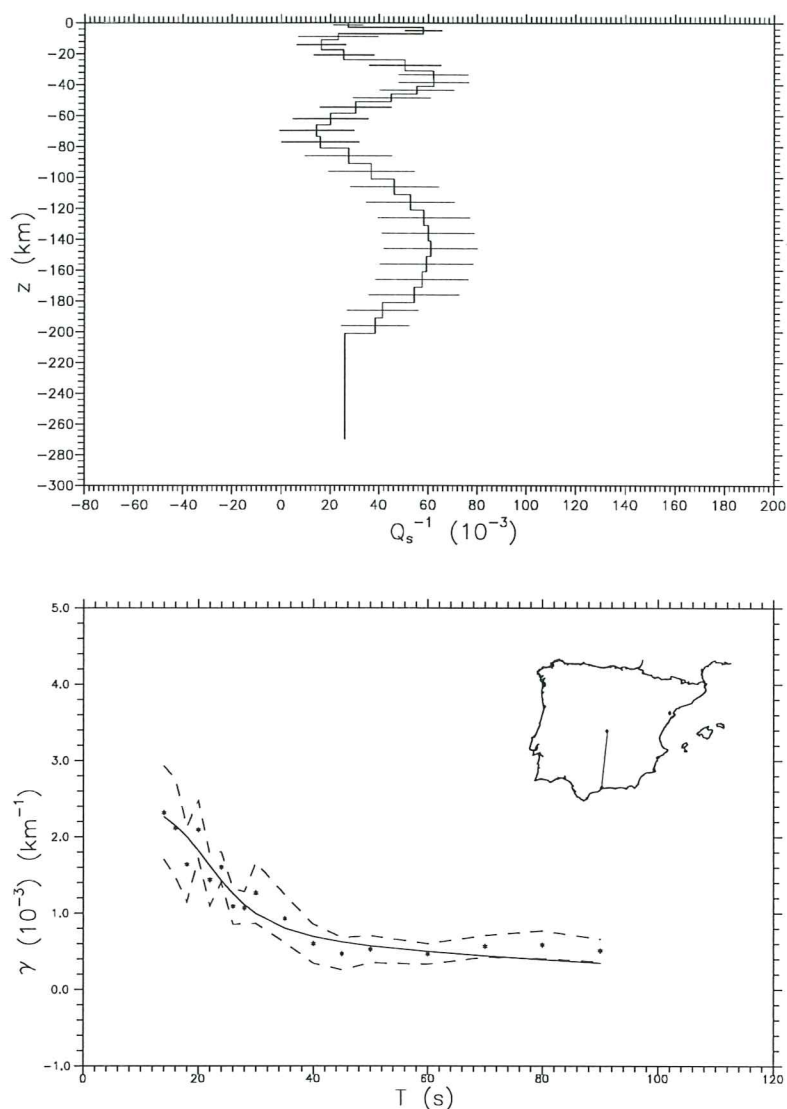


Figura 5.19 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la trayectoria TOL-MAL. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

terísticas muy diferentes al de este grupo, siendo sus valores muy pequeños a partir de los 60 km de profundidad.

El máximo de fricción interna tiene el valor de $38 \cdot 10^{-3}$ a 11 km de profundidad y aparece otro máximo relativo de $32 \cdot 10^{-3}$ a los 45 km de profundidad (Fig. 5.21a). Esta trayectoria tiene tres mínimos de fricción situados entre 0 y 3 km, entre 16 y 31 km y entre 73 y 141 km de profundidad. Las desviaciones estándar son pequeñas.

Al igual que en gran número de trayectorias, la primera capa de baja fricción interna se refleja como una capa de alta velocidad del modelo elástico de Tierra,

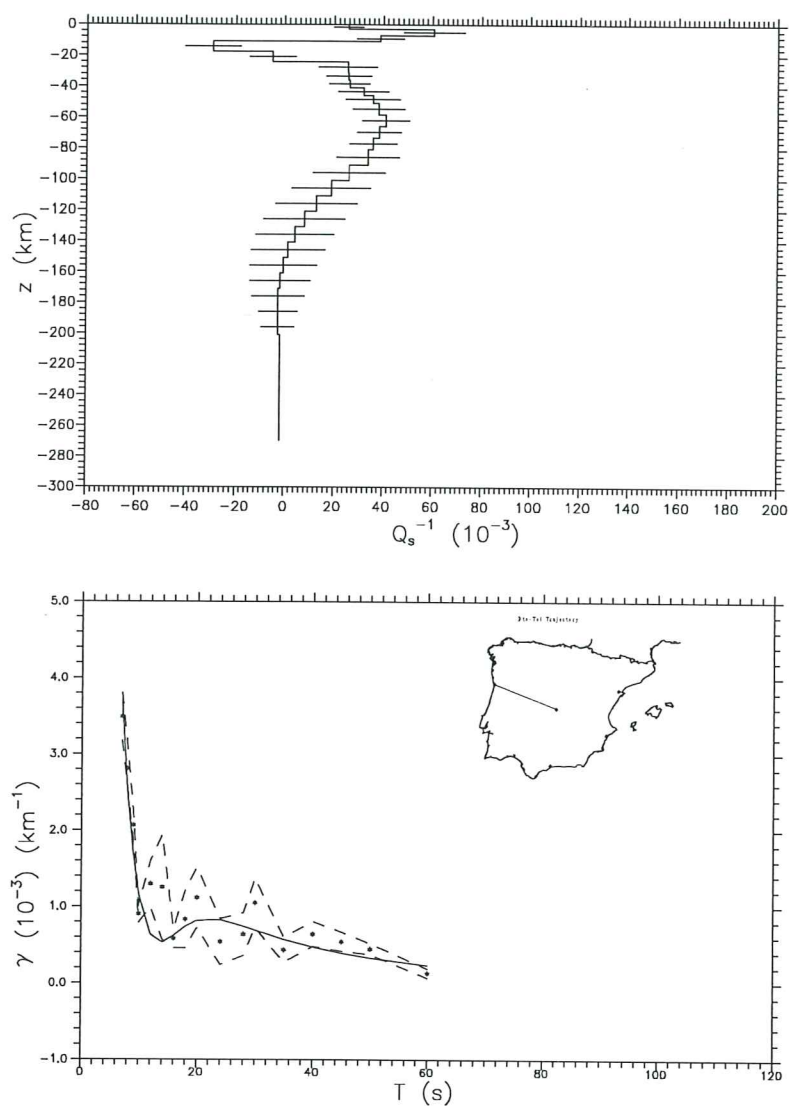


Figura 5.20 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la trayectoria PTO-TOL. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

mientras que los dos máximos se pueden asociar a mínimos y la segunda capa de baja fricción no coincide con ninguna singularidad del modelo elástico. En esta trayectoria la zona de baja velocidad (81-181 km de profundidad) se corresponde con el tercer mínimo de fricción interna.

Por los valores de los factores de calidad se puede asociar esta trayectoria como perteneciente a una zona muy estable y muy baja atenuación en profundidad.

En la figura 5.21b se presentan los valores teóricos y experimentales de los coeficientes de atenuación del modelo ajustado. En ésta se aprecia que el ajuste

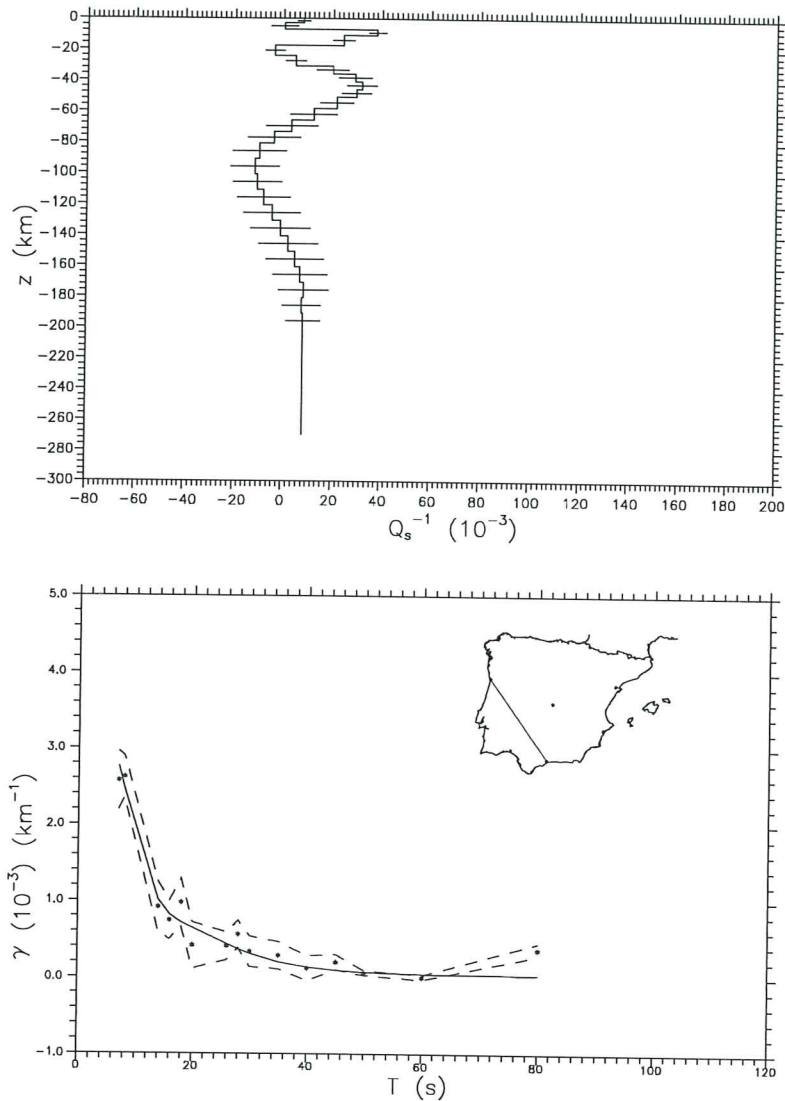


Figura 5.21 a) Modelo de Q_{β}^{-1} en la trayectoria PTO-MAL. b) Ajuste de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas).

es muy bueno en casi todo el rango de periodos, siendo el rango de periodos estudiado entre 7 y 80 segundos.

Los kernels de resolución de esta trayectoria indican que la resolución es buena entre los 5 y los 80 km de profundidad.

CAPÍTULO 6

FACTORES DE CALIDAD DEPENDIENTES DE LA FRECUENCIA

6.1 INTRODUCCIÓN

Es norma considerar que los factores de calidad a periodos mayores de 20 segundos no dependen de la frecuencia. A pesar de ello, Mitchell y Xie (1994) han presentado un trabajo en el que proponen dependencia frecuencial no uniforme. Según ello, ésta está suspeditada al tipo de material que constituye la capa, encontrando evidencias de cierta dependencia en todo el rango de periodos estudiado (hasta 50 segundos). Si la dependencia frecuencial de los materiales se diera principalmente en las capas más superficiales, indicaría que a periodos largos ésta existe, aunque menos acentuada que a periodo corto. Este tipo de dependencia frecuencial se reflejaría en el campo frecuencial en una dependencia diferente para cada periodo, aunque ligada también a cada modelo.

Tal como hemos visto en el capítulo 5, en todas las trayectorias no es posible un buen ajuste de los datos experimentales con ningún tipo de modelo de fricción interna sin dependencia frecuencial. Esto se debe a que se producen cambios de pendientes muy fuertes y a que aparece un máximo secundario entorno a los 30 segundos de periodo junto con pendientes suaves de los coeficientes de atenuación a periodos superiores a 60 segundos. Aunque dentro del margen de error este máximo no tiene por que ser real, el hecho que se produzca en tantas trayectorias lleva a pensar que este debe existir realmente. Tal como se ha comentado (Capítulo 5), este máximo se puede observar también en una gran número de publicaciones de otros autores para distintos lugares de la Tierra (p.e. Mitchell, 1975 y 1976; Canas, 1982; Patton y Taylor, 1984; Blay, 1991).

Todo ello lleva a estudiar una posible dependencia frecuencial de la fricción interna, para ello se ha intentado ajustar por ensayo y error una dependencia de tipo potencial (Capítulo 4). En los apartados 2, 3 y 4 se presentan los resultados obtenidos con una dependencia frecuencial constante para todo el rango de periodos en la totalidad de trayectorias.

Del barrido frecuencial realizado en las regiones se constata que los mejores ajustes se producen en torno a una dependencia $\xi = 0.7-0.9$ (Ec. 3.23b).

6.2 FACTORES DE CALIDAD DEPENDIENTES DE LA FRECUENCIA EN LAS TRAYECTORIAS PURAS

En este apartado se presentan los ajustes a distintas dependencias frecuenciales ($\xi = 0, 0.1, 0.3, 0.5, 0.7$ y 0.9) de las regiones escogidas a priori.

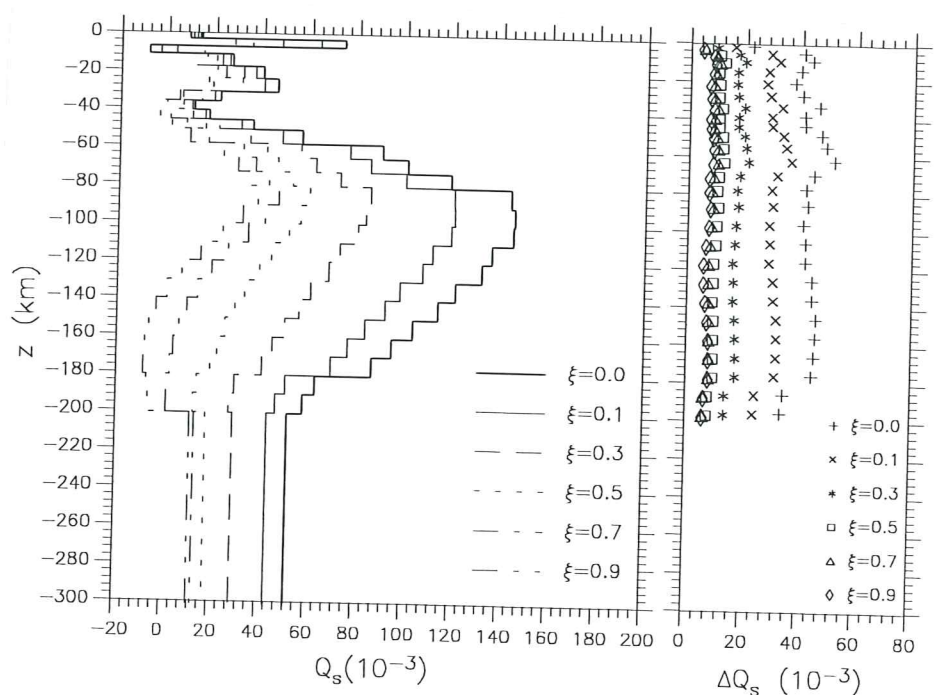


Figura 6.1 Modelos de Q_{β}^{-1} dependientes de la frecuencia en la región Bética.

En las gráficas del ajuste de los coeficientes de atenuación obtenidos de la inversión con los experimentales (Fig. 6.2 y 6.4) podemos observar que solo en la región Hercianiana el ajuste es indistinto. Esto es debido a que en ésta el ajuste ya era muy bueno, a que los coeficientes de atenuación no presentan ningún máximo relativo reseñable y a que estos coeficientes decrecen de una forma suave en todo el intervalo de periodos.

En el resto de regiones podemos afirmar que hasta 40 segundos el ajuste es indistinto, siendo a partir de este periodo donde se aprecian diferencias. Aunque para todas las dependencias casi todos los valores teóricos de los coeficientes de atenuación están dentro del margen de error experimental, parece que una dependencia frecuencial importante concuerda más con los valores experimentales. Según los valores de la suma de las diferencias entre los valores teóricos y experimentales, la dependencia mejor se da para $\xi = 0.9$, siendo ésta muy parecida a

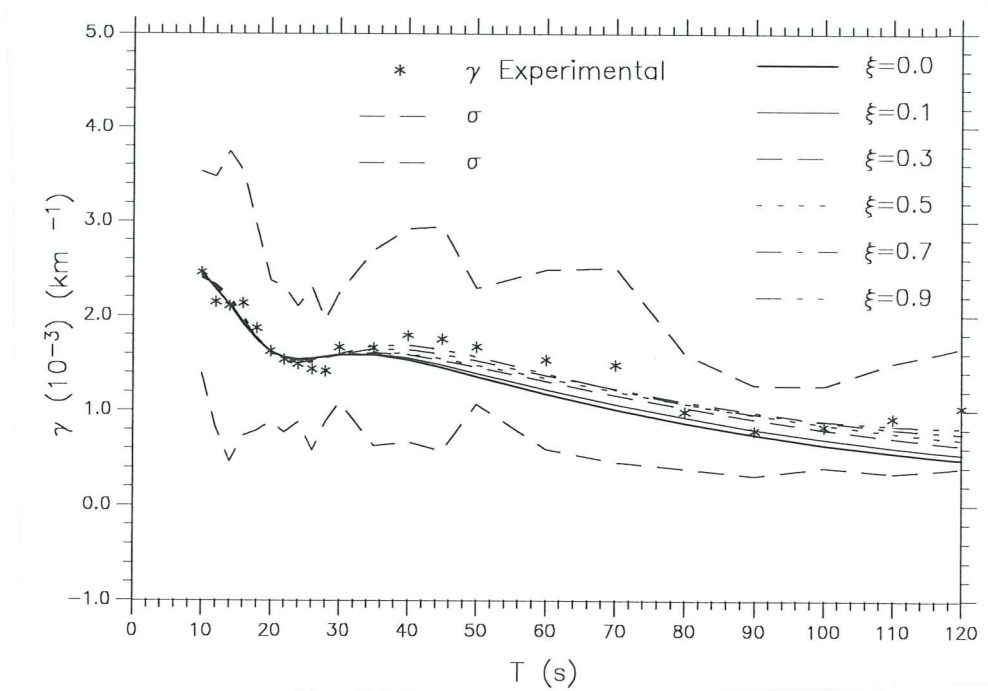


Figura 6.2 Ajustes de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas) en la región Bética.

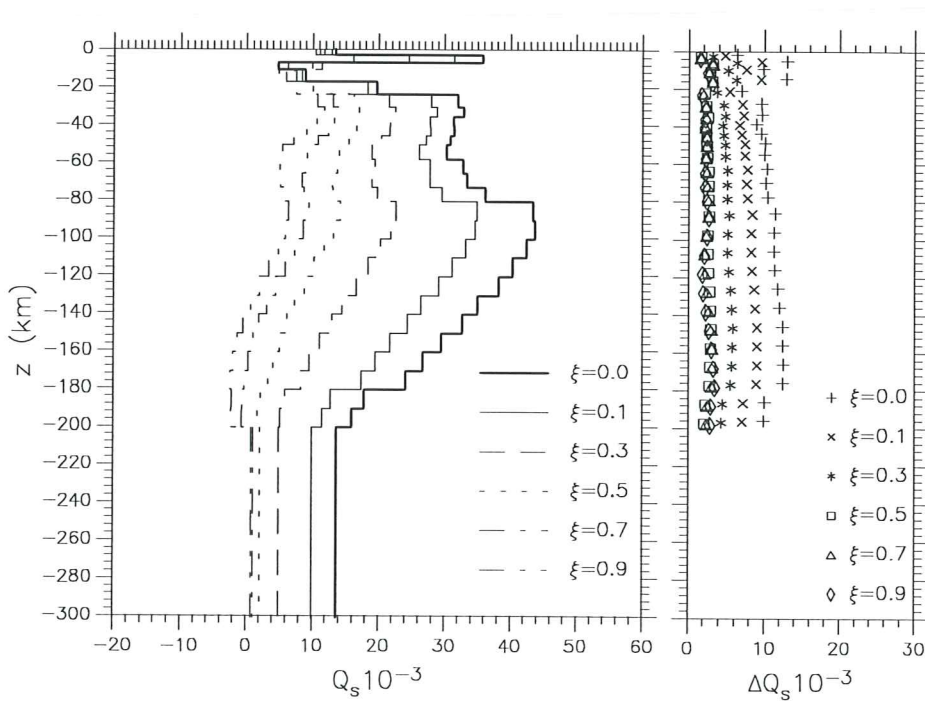


Figura 6.3 Modelos de Q_{β}^{-1} dependientes de la frecuencia en la región Herciniana.

la que se da para $\xi = 0.7$ (Tabla 6.1); aunque hay que tener en cuenta que este parámetro permite errores relativos superiores para valores de los coeficientes de atenuación mayores (en general estos se producen en los periodos pequeños). Para solventar esta mayor ponderación de los coeficientes de atenuación a periodos menores, también se realiza una valoración subjetiva del ajuste que coincide satisfactoriamente con el resultado obtenido mediante este parámetro.

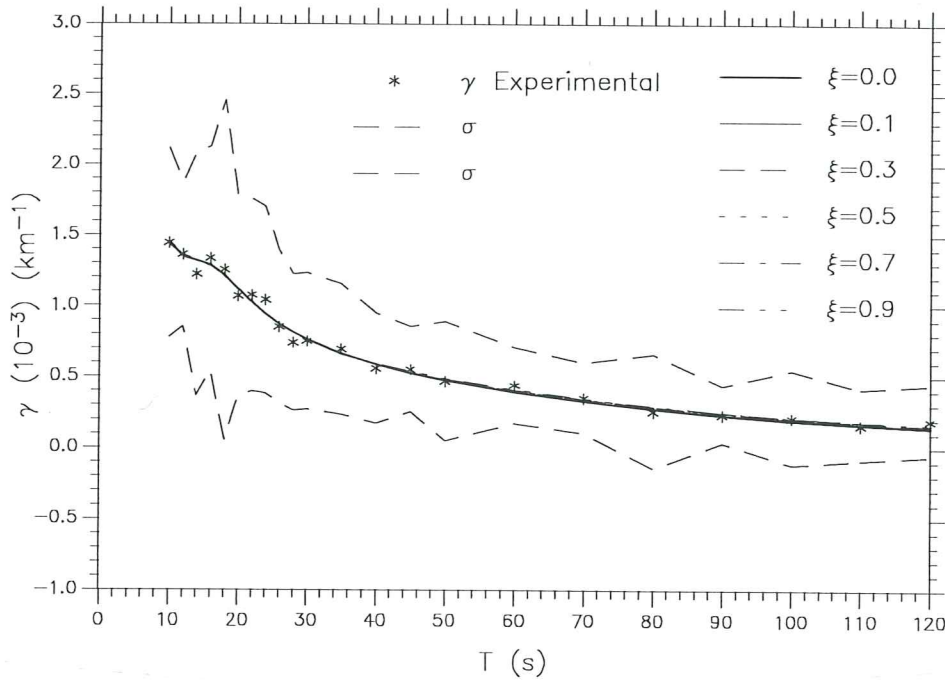


Figura 6.4 Ajustes de los coeficientes de atenuación teóricos (líneas) y experimentales (puntos) con sus correspondientes desviaciones estándar (líneas punteadas) en la región Herciniana.

Tabla 6.1 Diferencia entre los coeficientes de atenuación experimentales y teóricos según la dependencia frecuencial y perturbación (G) necesaria para ajustar el modelo.

Región	ξ	G	$\sqrt{\sum \gamma_e - \gamma_t ^2}$	Región	ξ	G	$\sqrt{\sum \gamma_e - \gamma_t ^2}$
Bética	$\xi = 0.0$	0.5	$1.11 \cdot 10^{-3}$	Este	$\xi = 0.0$	0.21	$1.53 \cdot 10^{-3}$
	$\xi = 0.1$	0.4	$0.99 \cdot 10^{-3}$		$\xi = 0.1$	0.2	$1.42 \cdot 10^{-3}$
	$\xi = 0.3$	0.3	$0.80 \cdot 10^{-3}$		$\xi = 0.3$	0.1	$1.34 \cdot 10^{-3}$
	$\xi = 0.5$	0.2	$0.73 \cdot 10^{-3}$		$\xi = 0.5$	0.05	$1.29 \cdot 10^{-3}$
	$\xi = 0.7$	0.2	$0.64 \cdot 10^{-3}$		$\xi = 0.7$	0.03	$1.27 \cdot 10^{-3}$
	$\xi = 0.9$	0.2	$0.57 \cdot 10^{-3}$		$\xi = 0.9$	0.01	$1.28 \cdot 10^{-3}$
Herciniana	$\xi = 0.0$	0.4	$2.08 \cdot 10^{-4}$	Noreste	$\xi = 0.0$	0.3	$4.44 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.1$	0.3	$2.06 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.1$	0.3	$3.94 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.3$	0.2	$2.04 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.3$	0.2	$3.59 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.5$	0.1	$2.06 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.5$	0.2	$3.31 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.7$	0.1	$2.05 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.7$	0.1	$3.27 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.9$	0.1	$2.03 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.9$	0.1	$3.06 \cdot 10^{-4}$

Región	ξ	G	$\sqrt{\sum \gamma_e - \gamma_t ^2}$	Región	ξ	G	$\sqrt{\sum \gamma_e - \gamma_t ^2}$
B6E4	$\xi = 0.0$	0.5	$3.18 \cdot 10^{-4}$	B7H3	$\xi = 0.0$	0.25	$7.54 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.1$	0.4	$3.11 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.1$	0.25	$7.19 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.3$	0.3	$3.00 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.3$	0.20	$7.02 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.5$	0.2	$2.92 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.5$	0.20	$6.98 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.7$	0.2	$2.82 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.7$	0.20	$6.97 \cdot 10^{-4}$
H5B2	$\xi = 0.9$	0.1	$2.80 \cdot 10^{-4}$	H5B5	$\xi = 0.9$	0.20	$6.93 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.0$	0.15	$6.34 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.0$	0.30	$3.00 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.1$	0.10	$6.35 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.1$	0.20	$2.87 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.3$	0.05	$6.33 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.3$	0.10	$2.58 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.5$	0.03	$6.30 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.5$	0.05	$2.40 \cdot 10^{-4}$
H6N4	$\xi = 0.7$	0.02	$6.26 \cdot 10^{-4}$	H7B2	$\xi = 0.7$	0.03	$2.27 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.9$	0.01	$6.26 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.9$	0.01	$2.27 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.0$	0.30	$1.37 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.0$	0.100	$3.82 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.1$	0.20	$1.37 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.1$	0.070	$3.81 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.3$	0.10	$1.35 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.3$	0.050	$3.78 \cdot 10^{-4}$
H8N2	$\xi = 0.5$	0.05	$1.34 \cdot 10^{-4}$	N5B4	$\xi = 0.5$	0.010	$3.80 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.7$	0.03	$1.32 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.7$	0.005	$3.79 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.9$	0.01	$1.32 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.9$	0.003	$3.78 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.0$	0.30	$2.88 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.0$	0.25	$8.75 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.1$	0.30	$2.67 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.1$	0.20	$8.31 \cdot 10^{-4}$
N6H4	$\xi = 0.3$	0.20	$2.48 \cdot 10^{-4}$	N7H2	$\xi = 0.3$	0.10	$7.73 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.5$	0.10	$2.38 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.5$	0.05	$7.34 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.7$	0.10	$2.22 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.7$	0.03	$7.00 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.9$	0.05	$2.16 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.9$	0.03	$6.68 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.0$	0.07	$4.06 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.0$	0.25	$5.17 \cdot 10^{-4}$
PTO-EBR	$\xi = 0.1$	0.07	$3.89 \cdot 10^{-4}$	PTO-MAL	$\xi = 0.1$	0.25	$4.02 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.3$	0.05	$3.83 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.3$	0.25	$2.43 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.5$	0.05	$3.75 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.5$	0.20	$1.86 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.7$	0.05	$3.71 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.7$	0.10	$1.73 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.9$	0.05	$3.69 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.9$	0.05	$1.67 \cdot 10^{-4}$
TOL-MAL	$\xi = 0.0$	0.05	$2.12 \cdot 10^{-4}$	TOL-EBR	$\xi = 0.0$	0.020	$6.04 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.1$	0.05	$2.07 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.1$	0.020	$5.93 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.3$	0.05	$1.99 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.3$	0.010	$6.00 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.5$	0.05	$1.93 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.5$	0.009	$5.72 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.7$	0.05	$1.85 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.7$	0.008	$5.37 \cdot 10^{-4}$
PTO-TOL	$\xi = 0.9$	0.05	$1.77 \cdot 10^{-4}$	TOL-EBR	$\xi = 0.9$	0.007	$5.13 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.0$	0.10	$7.13 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.0$	0.01	$7.68 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.1$	0.10	$6.95 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.1$	0.01	$7.56 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.3$	0.05	$6.85 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.3$	0.01	$7.43 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.5$	0.05	$6.67 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.5$	0.01	$7.37 \cdot 10^{-4}$
PTO-TOL	$\xi = 0.7$	0.05	$6.57 \cdot 10^{-4}$	TOL-EBR	$\xi = 0.7$	0.01	$7.34 \cdot 10^{-4}$
	$\xi = 0.9$	0.05	$6.51 \cdot 10^{-4}$		$\xi = 0.9$	0.01	$7.34 \cdot 10^{-3}$
	$\xi = 0.0$	0.02	$1.31 \cdot 10^{-3}$				
	$\xi = 0.1$	0.02	$1.31 \cdot 10^{-3}$				
	$\xi = 0.3$	0.02	$1.31 \cdot 10^{-3}$				
	$\xi = 0.5$	0.02	$1.30 \cdot 10^{-3}$				
	$\xi = 0.7$	0.02	$1.29 \cdot 10^{-3}$				
	$\xi = 0.9$	0.02	$1.29 \cdot 10^{-3}$				

B6E4 60% Bética, 40% Este; B7H3 70% Bética, 30% Herciniana

H5B2 50% Herciniana, 25% Bética 25% Noreste; H5B5 50% Herciniana, 50% Bética

H6N4 60% Herciniana, 40% Noreste; H7B2 70% Herciniana, 25% Bética

H8N2 80% Herciniana, 20% Noreste; N5B4 55% Noreste, 45% Bética

N6H4 60% Noreste, 40% Herciniana; N7H2 75% Noreste, 25% Herciniana

También cabe mencionar que el mejor ajuste para cada dependencia frecuencial se produce para una perturbación (G, apartado 3.7) de la matriz a invertir tanto menor cuanto mayor sea la dependencia frecuencial (Tabla 6.1).

En cuanto a los modelos resultantes de cada inversión (Fig. 6.1 y 6.3) podemos destacar, independientemente de la dependencia frecuencial, que las zonas de alta y baja fricción interna se producen mayoritariamente a la misma profundidad y que solo cambia el valor de la fricción; aunque puede variar la importancia relativa de cada una de ellas. La única excepción es la región Noreste, en la que el máximo se convierte en mínimo relativo.

Tabla 6.2 Comparación entre el ajuste de los coeficientes de atenuación sin dependencia y con dependencia frecuencial: Apreciación gráfica (γ), desviaciones estándares de la fricción interna (ΔQ_β^{-1}), kernels, suma de las diferencias entre los valores de los coeficientes de atenuación experimentales y teóricos ($\sqrt{\sum |\gamma_e - \gamma_t|^2}$) y perturbación (G) introducida.

Region	γ	ΔQ_β^{-1}	Kernels	$\sqrt{\sum \gamma_e - \gamma_t ^2}$	G	Region	γ	ΔQ_β^{-1}	Kernels	$\sqrt{\sum \gamma_e - \gamma_t ^2}$	G
Bética	M	MMe	M	MMe	Me	Este	MM	MMe	S	LMe	MMe
Herciniana	S	MMe	MM	S	Me	Noreste	M	MMe	LM	Me	Me
B6E4	S	MMe	M	MMe	Me	B7H3	MM	Me	MM	LMe	S
H5B2	S	MMe	LM	S	MMe	H5B5	S	MMe	S	Me	MMe
H6N4	S	MMe	LM	S	MMe	H7B2	S	MMe	S	S	MMe
H8N2	LM	MMe	LM	Me	MMe	N5B4	M	MMe	LM	Me	MMe
N6H4	LM	LMe	MM	LMe	S	N7H2	M	MMe	LM	MMe	MMe
PTO-EBR	S	LMe	MM	LMe	S	PTO-MAL	M	MMe	MM	LMe	MMe
TOL-MAL	M	Me	M	LMe	Me	TOL-EBR	M	S	MM	LMe	S
PTO-TOL	M	S	MM	S	S						

B6E4 60% Bética, 40% Este; B7H3 70% Bética, 30% Herciniana

H5B2 50% Herciniana, 25% Bética 25% Noreste; H5B5 50% Herciniana, 50% Bética

H6N4 60% Herciniana, 40% Noreste; H7B2 70% Herciniana, 25% Bética

H8N2 80% Herciniana, 20% Noreste; N5B4 55% Noreste, 45% Bética

N6H4 60% Noreste, 40% Herciniana; N7H2 75% Noreste, 25% Herciniana

MM Ajuste mucho mejor con dependencia frecuencial; MMe Valor mucho menor con dependencia frecuencial

M Ajuste mejor con dependencia frecuencial; Me Valor menor con dependencia frecuencial

LM Ajuste ligeramente mejor con dependencia frecuencial; LMe Valor ligeramente menor con dependencia frecuencial

S Ajuste similar; S Valor similar

En general la disminución del valor de la fricción interna es tanto más importante cuanto mayor es la profundidad. Ello se debe a que a profundidades mayores tienen mayor peso los coeficientes de atenuación de periodos mayores y por tanto son estos los más afectados por una dependencia frecuencial. Hay que tener en cuenta que, según la fórmula 3.23b, es indiferente invertir los coeficientes de atenuación con una dependencia frecuencial constante a pensar que estos coeficientes han quedado multiplicados por el factor ω^ξ :

$$\gamma_R(w) = \frac{\pi}{c_R^2(w)T} \sum_{l=1}^n \left(\frac{1}{2} \alpha_l(w) \frac{\partial c_R(w)}{\partial \alpha_l(w)} + \beta_l(w) \frac{\partial c_R(w)}{\partial \beta_l(w)} \right) Q_{\beta l}^{-1} w^{-\xi}$$

ó

$$\gamma_R(w)w^\xi = \frac{\pi}{c_R^2(w)T} \sum_{l=1}^n \left(\frac{1}{2} \alpha_l(w) \frac{\partial c_R(w)}{\partial \alpha_l(w)} + \beta_l(w) \frac{\partial c_R(w)}{\partial \beta_l(w)} \right) Q_{\beta l}^{-1}$$

En cuanto a las desviaciones estándar de cada uno de los modelos, se aprecia que éstas son tanto menores cuanto mayor sea la dependencia frecuencial, siendo la reducción independiente de la profundidad de estudio.

En cuanto a los valores absolutos del factor de calidad, en la inversión sin dependencia frecuencial o con una ligera dependencia estarían en consonancia con valores similares obtenidos por Singh y Gupta (1982) en la Meseta Tibetana. Por contra, el rango de valores obtenidos para dependencias frecuenciales grandes ($\xi = 0.7$ ó 0.9) estarían en consonancia con valores obtenidos por Mitchell y Xie (1994) en la "Basin and Range Province". En ninguna de estas regiones se puede afirmar concluyentemente a favor de una u otra dependencia debido al importante error experimental asociado a los datos procedentes de la red NARS; por un lado el hecho de que en ningún lugar se hayan encontrado evidencias claras de una dependencia favorecería la idea de la no dependencia, pero por contra, un mejor ajuste a los datos y la necesidad de tener que perturbar en menor medida la matriz llevan a pensar en esta posibilidad.

Respecto a los kernels de resolución, cabe destacar que precisamente es en la región Herciniana donde se produce una mejora sustancial utilizando dependencia frecuencial; siendo la mejora no tan acusada en el resto de las regiones (Apéndice A).

Como resumen, se constata que en las regiones menos atenuantes es donde la dependencia frecuencial presenta menos evidencias (Tabla 6.2).

6.3 FACTORES DE CALIDAD DEPENDIENTES DE LA FRECUENCIA EN LAS TRAYECTORIAS MIXTAS

En este apartado se presentan los ajustes, a las frecuencias citadas, en las trayectorias cuyo recorrido pertenece a más de una región.

De los ajustes de los coeficientes de atenuación solo la correspondiente a B7H3 (70% región Bética y 30% Herciniana) ajusta mucho mejor con dependencia frecuencial, siendo solo mejor para N5B4 (55% región Noreste y 45% Bética) y N7H2 (75% región Noreste y 25% Herciniana). También en estas trayectorias son las más atenuantes las más sensibles a una dependencia frecuencial.

Respecto al error cometido en la estimación de la fricción interna se constata que, en la gran mayoría, se produce una fuerte disminución de éste con la dependencia frecuencial. La única excepción, solo se produce una ligera disminución, corresponde a N6H4 (60% región Noreste y 40% Herciniana) (Tabla 6.2).

Con relación a los kernels de resolución, se aprecia poca o ninguna mejora en la mayoría de grupos de trayectorias. Las dos únicas excepciones, con mejoras muy importantes, són los grupos B7H3 (70% perteneciente a la región Bética y 30% a la Herciniana) y N6H4 (60% Noreste y 40% Herciniana). Ello se debe

a que la mejoría está relacionada con la pequeña diferencia entre los diferentes valores de las perturbaciones necesarias para realizar un buen ajuste; mientras que en el grupo B6E4 (60% perteneciente a la región Bética y 40% a la Este) solo se mejora los kernels con una ligera diferencia de esta perturbación.

Respecto a la forma de los modelos de fricción interna, en general, son muy independientes de la dependencia, excepto en las trayectorias B7H3 (70% perteneciente a la región Bética y 30% a la Herciniana), H8N2 (80% perteneciente a la región Herciniana y un 20% a la Norestes) y N7H2 (75% perteneciente a la región Norestes y un 25% a la Herciniana). En el grupo B7H3 el máximo pasa de 145 km a 100 km de profundidad, aunque manteniéndose la forma general de la curva. En el grupo H8N2 el máximo que se producía a gran profundidad se convierte en un mínimo de fricción. Y en el grupo N7H2 en el que aparece otro máximo de fricción a 50 km de profundidad junto con el mínimo correspondiente a 70 km, no variando de profundidad el máximo absoluto. Como puede observarse solo se han producido cambios en las formas de los perfiles en aquellas trayectorias que presentaban el máximo de atenuación a gran profundidad aunque no se han producido en todas las que lo tenían.

En la casi totalidad de las trayectorias se produce una disminución muy acusada del valor de la fricción interna con la dependencia frecuencial, la única excepción es la N6H4 (60% Noreste y 40% Herciniana) en la que el máximo de fricción disminuye solo a la mitad, esto es así porque esta trayectoria es la que presenta el máximo más superficial (60 km de profundidad).

6.4 FACTORES DE CALIDAD DEPENDIENTES DE LA FRECUENCIA EN LAS TRAYECTORIAS CON REGISTRO ANALÓGICO

En este apartado se presentan los ajustes de las trayectorias con registro analógico a distintas dependencias frecuenciales ($\xi = 0, 0.1, 0.3, 0.5, 0.7$ y 0.9).

Para este grupo de trayectorias, solamente la correspondiente a PTO-EBR presenta un ajuste similar con o sin dependencia frecuencial, siendo mejor en las cuatro restantes.

A diferencia del resto de trayectorias, la disminución del error en la estimación de la $Q_{\beta l}^{-1}$ solo es importante en las trayectorias PTO-MAL y TOL-MAL.

Respecto a los kernels de resolución, se observa una gran o muy gran mejora en la totalidad de estas trayectorias.

Las formas de los modelos de fricción interna con o sin dependencia es igual en todas la trayectorias menos en la correspondiente a PTO-TOL en la que aparece un máximo de fricción a 24 km y su correspondiente mínimo a 40 km de profundidad. El valor máximo, existente anteriormente, se traslada a una profundidad ligeramente mayor (de 60 km pasa a 78 km).

La disminución de la fricción interna con la dependencia frecuencial es baja en todas las trayectorias excepto en la TOL-MAL que es la que presenta el máximo a mayor profundidad.

CAPÍTULO 7

IMÁGENES TOMOGRÁFICAS DE LA ATENUACIÓN ANELÁSTICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

7.1 INTRODUCCIÓN

La tomografía es un método que permite construir una representación tridimensional a partir de información contenida en líneas, superficies o volúmenes. En nuestro caso los datos iniciales son los valores de la fricción interna en cada trayectoria a las distintas profundidades estudiadas. Así, podemos calcular cómo será una superficie, a una profundidad determinada, y después obtener la representación tridimensional superponiendo todas ellas.

En este tipo de tomografía los únicos datos experimentales son los valores de la fricciones internas en las trayectorias por lo que el programa impone que éstos queden constantes (Soria, 1993). Por ello, si en la intersección de dos trayectorias el valor de la fricción en una parte disminuye, en la otra necesariamente ha de aumentar. Incluso se puede dar el caso que se presenten valores negativos a partir de una trayectoria que no los tenía. En nuestro caso, ya se partía de valores negativos en algunos lugares, aunque siempre cercanos a cero, por lo que la tomografía también presenta valores negativos que, al ser cercanos a cero, no representan problemas ya que están dentro de los errores que se comenten en la estimación de Q_{β} .

Con la tomografía también se comprueba la idoneidad de la regionalización realizada a priori. Al no presentarse la imposibilidad de mantener el valor de la fricción en alguna trayectoria o la aparición de cambios bruscos en torno a alguna de ellas nos indica la consistencia de los datos. En principio cabría responsabilizar a la regionalización de las pequeñas incoherencia pero, al no ser importantes, podemos afirmar que la regionalización es adecuada.

En este Capítulo se presenta la tomografía realizada a partir de los valores de fricción interna calculados de los datos de la red NARS y analógicos.

Se han realizado cortes horizontales a las profundidades de 25, 40, 50, 75, 95,

125, 150 y 200 Km de profundidad (Fig. 7.1 a 7.8, secciones verticales a través de las estructuras más importantes de la Península (cortes I, II, III, IV, V y VI, Figuras 7.9 a 7.14) y visiones volumétricas de cada nivel de fricción (Fig. 7.15 a 7.18).

7.2 TOMOGRAFÍA CON LOS RESULTADOS OBTENIDOS DE LAS REDES NARS Y WWSSN

La zonas que presentan mayores valores de fricción interna, a partir de los 75 Km de profundidad, son la región Este y Bética También aparece un eje de mayor fricción relativa noroeste-sudeste en el Macizo Herciniano.

A la profundidad de 25 Km (Fig. 7.1) los valores de fricción interna son muy pequeños excepto en gran parte de la región Bética, dos zonas al noreste y noroeste de Puertollano, y dos núcleos uno entorno a Pontevedra y el otro entorno a Logroño. Las dos zonas de Puertollano son producto de un valor de la fricción mayor en el grupo de trayectorias de la región Bética ($Q_{\beta}^{-1} \approx 45 \cdot 10^{-3}$) y un valor de la fricción ligeramente mayor en las trayectorias pertenecientes a H7B2 y H5B2 y la trayectoria TOL-MAL ($Q_{\beta}^{-1} \approx 21, 22$ y $37 \cdot 10^{-3}$ respectivamente). Éstas zonas son la cuspide de una única zona de mayor atenuación relativa que alcanza hasta los 250 km de profundidad, aunque su superficie es menor entre los 30 y 70 km (Fig. 7.12). Respecto al núcleo de alta fricción entorno a Pontevedra puede decirse que es el inicio de una zona de alta fricción relativa en la frontera entre Portugal y Galicia (Fig. 7.9). Por contra, el núcleo de valores altos de fricción de Logroño es un pequeño máximo local (Fig. 7.9 y 7.16). También a esta profundidad se sitúa el inicio de la zona de alta fricción interna del Levante (Fig. 7.12), mientras que para la Bética existe una capa con valores de fricción bajos ($Q_{\beta}^{-1} < 16 \cdot 10^{-3}$) que separa ésta de la zona de máxima fricción (Fig. 7.13). A esta profundidad se presentan mínimos o máximos de fricción interna dependiendo de la trayectoria aunque para ninguna son importantes.

A 40 Km de profundidad (Fig. 7.2) la fricción interna sigue en valores moderados siendo ligeramente mayor en la región Este, zona oeste de la Herciniana y un eje en el centro sur de la Península. En el Este, a esta profundidad, ya se aprecia el máximo de fricción anteriormente citado. Las dos zonas al norte de Puertollano, que aparecían a 25 km de profundidad, son menores (Fig. 7.12) aunque el centro presenta una fricción interna relativamente importante ($Q_{\beta}^{-1} = 48 - 65 \cdot 10^{-3}$). Esta profundidad es el techo de la zona de alta fricción interna de la región Noroeste (Fig. 7.9). Como en la tomografía anterior, los valores negativos de la fricción son todos pequeños y producto de los valores negativos de los grupos de trayectorias H5B2 y H7B2 y la trayectoria PTO-EBR ($Q_{\beta}^{-1} \approx -7, -6$ y $-6 \cdot 10^{-3}$ respectivamente).

En la tomografía existe una variación importante entre la fricción interna a 40 y 50 km de profundidad. A 50 Km (Fig. 7.3) toda la región Noreste, Este, gran parte de la Bética y la zona oeste y norte de la Herciniana presentan mayor

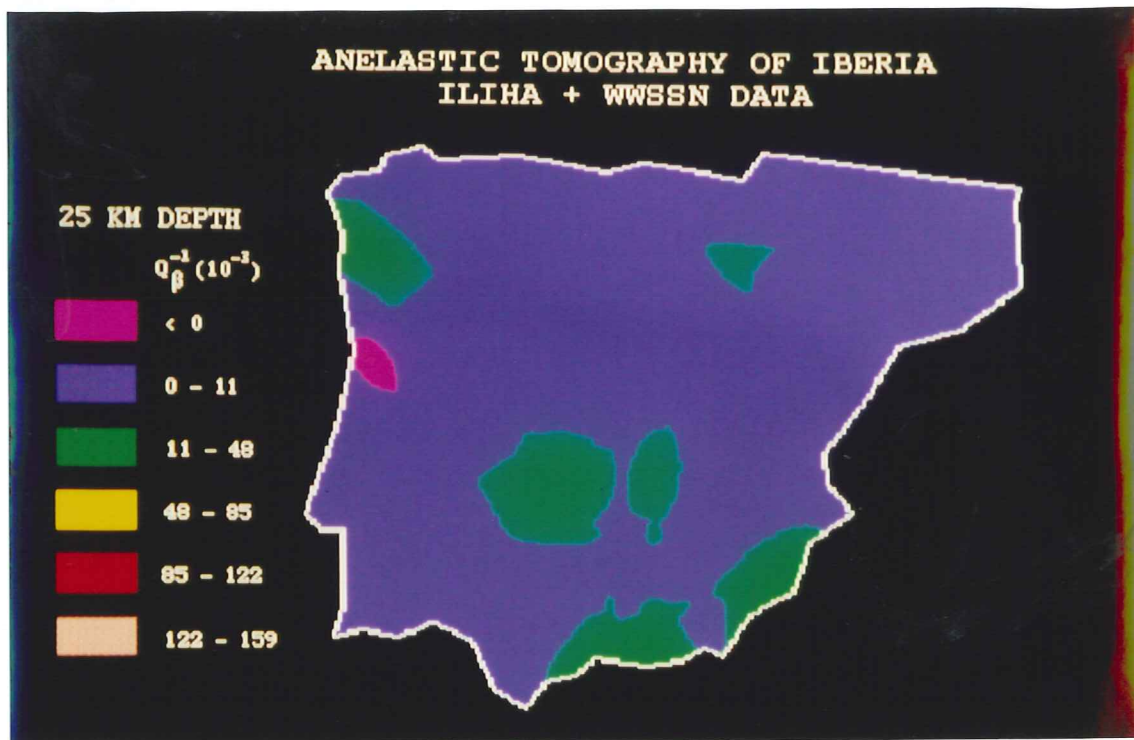


Figura 7.1 Imagen tomográfica de la fricción interna a 25 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

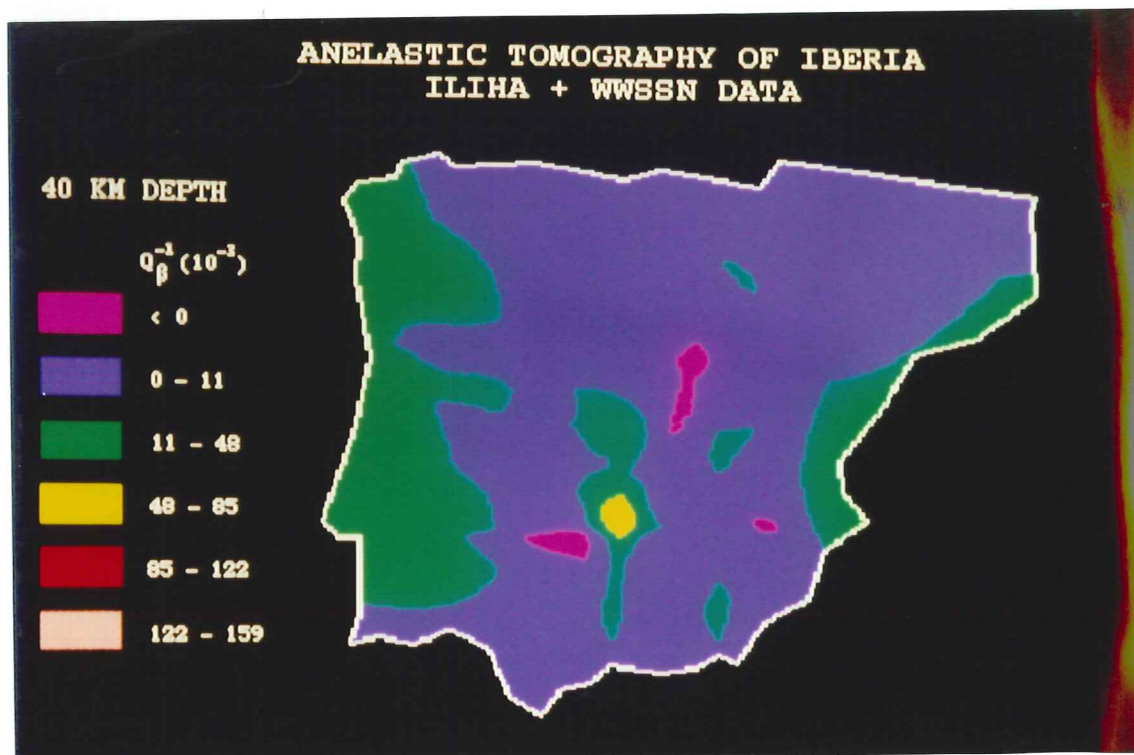


Figura 7.2 Imagen tomográfica de la fricción interna a 40 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

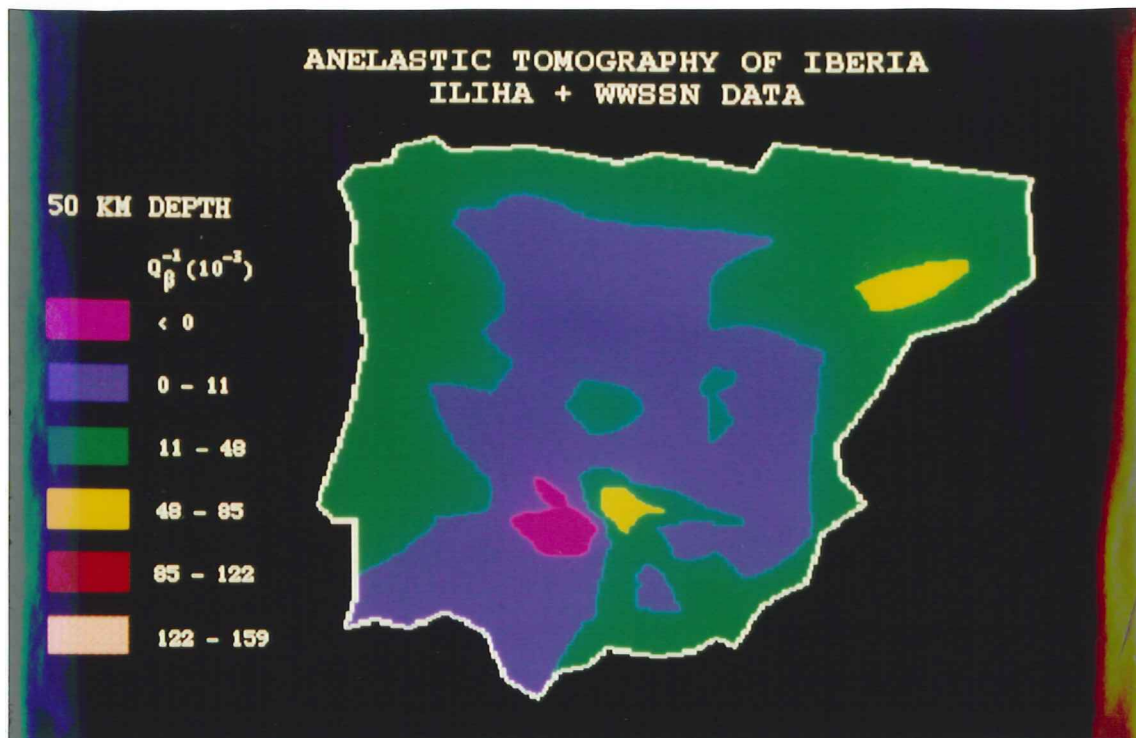


Figura 7.3 Imagen tomográfica de la fricción interna a 50 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

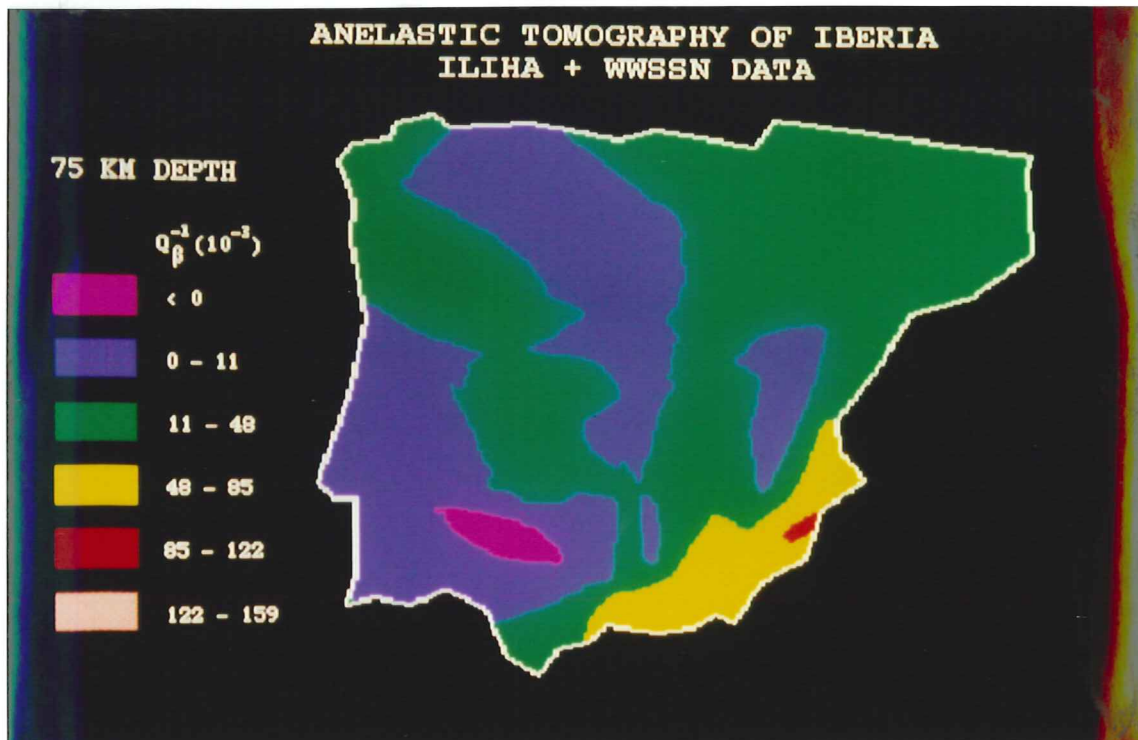


Figura 7.4 Imagen tomográfica de la fricción interna a 75 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

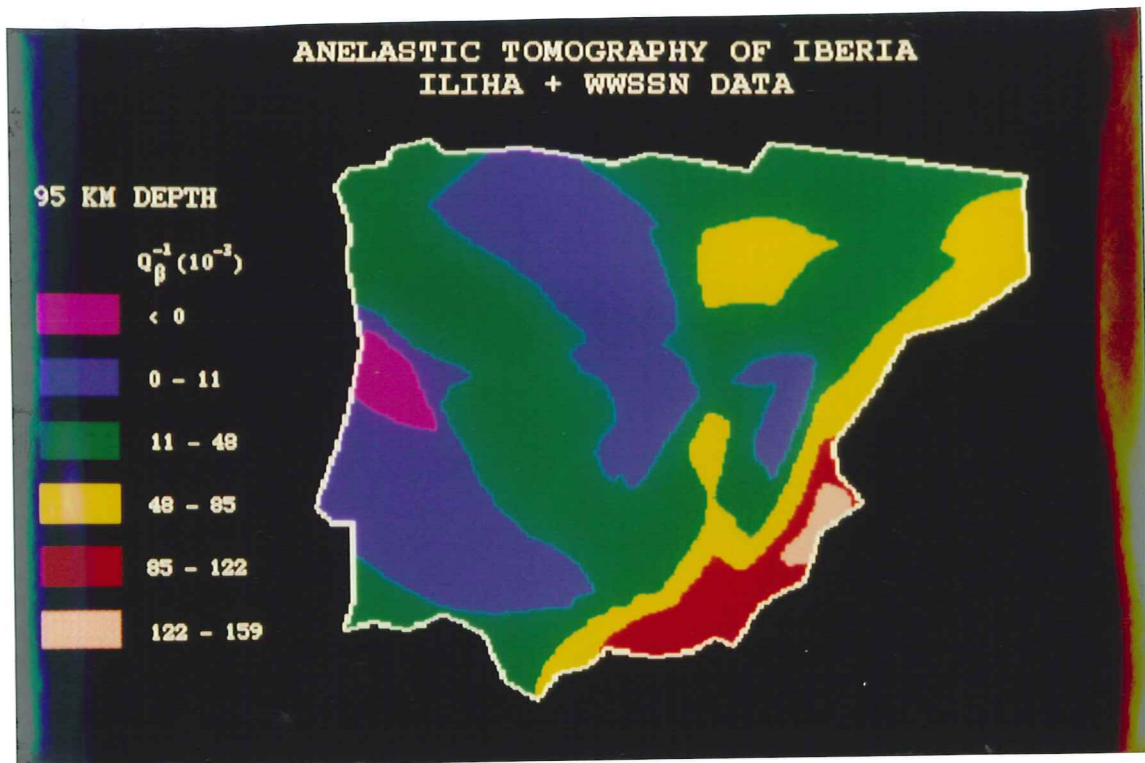


Figura 7.5 Imagen tomográfica de la fricción interna a 95 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

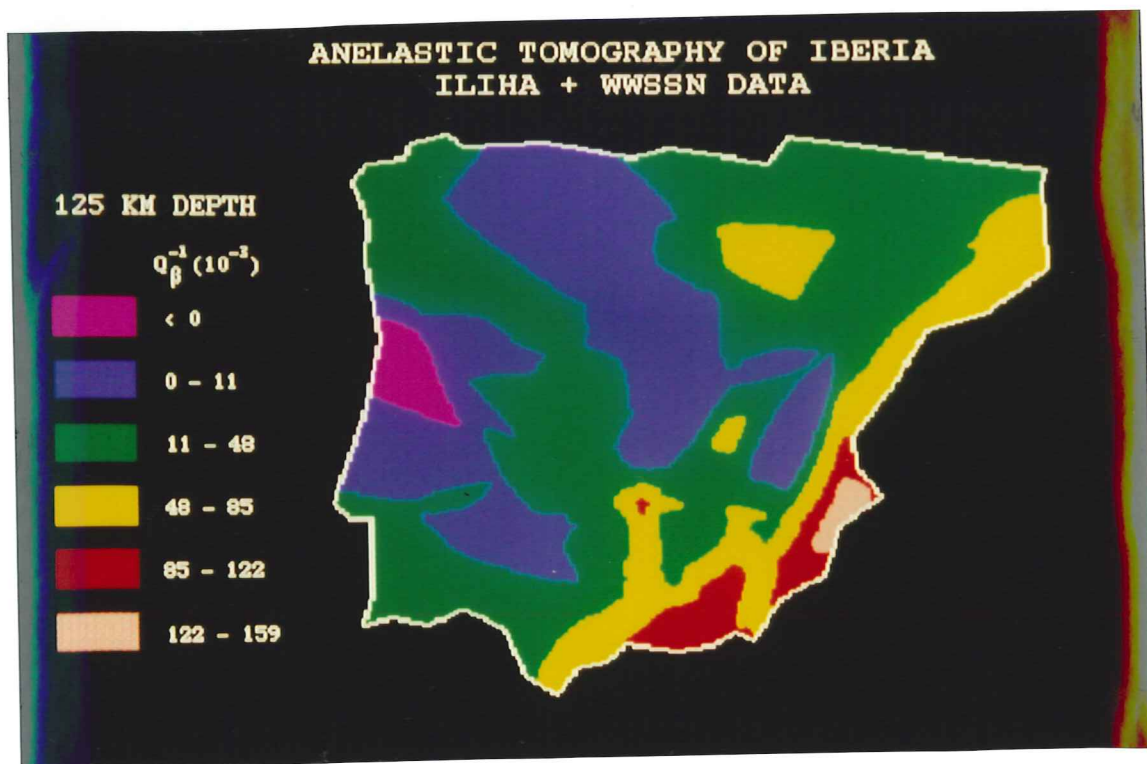


Figura 7.6 Imagen tomográfica de la fricción interna a 125 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

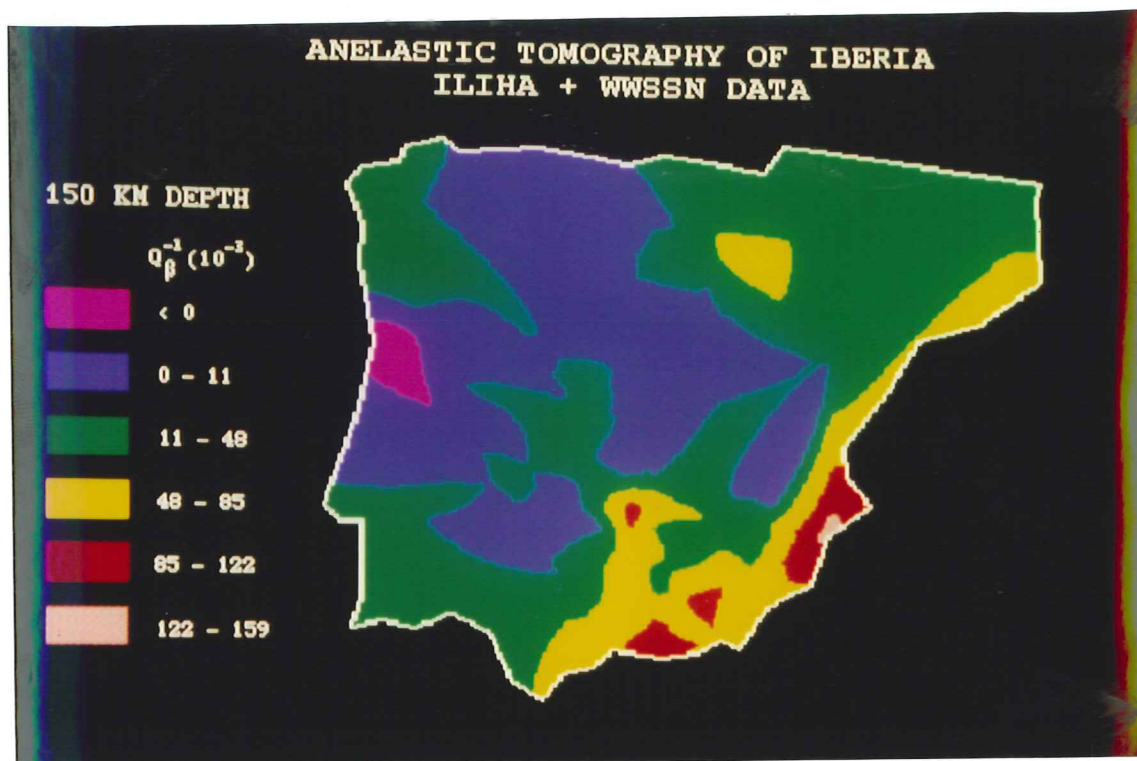


Figura 7.7 Imagen tomográfica de la fricción interna a 150 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

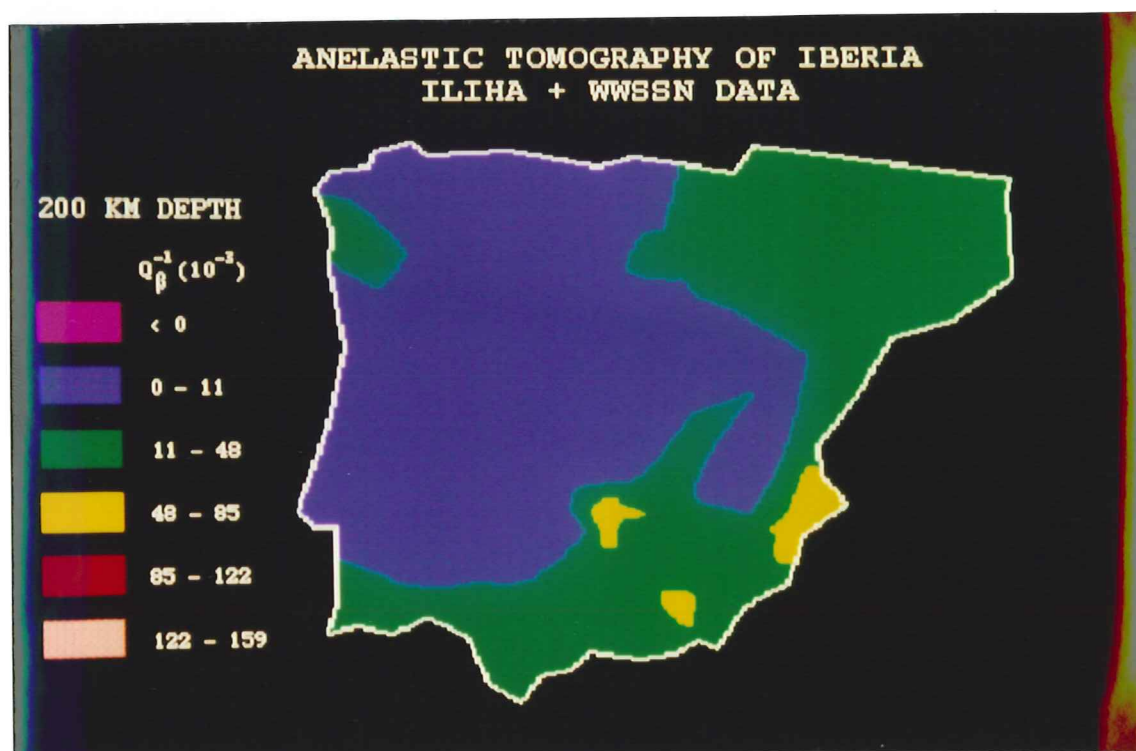


Figura 7.8 Imagen tomográfica de la fricción interna a 200 km de profundidad a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN.

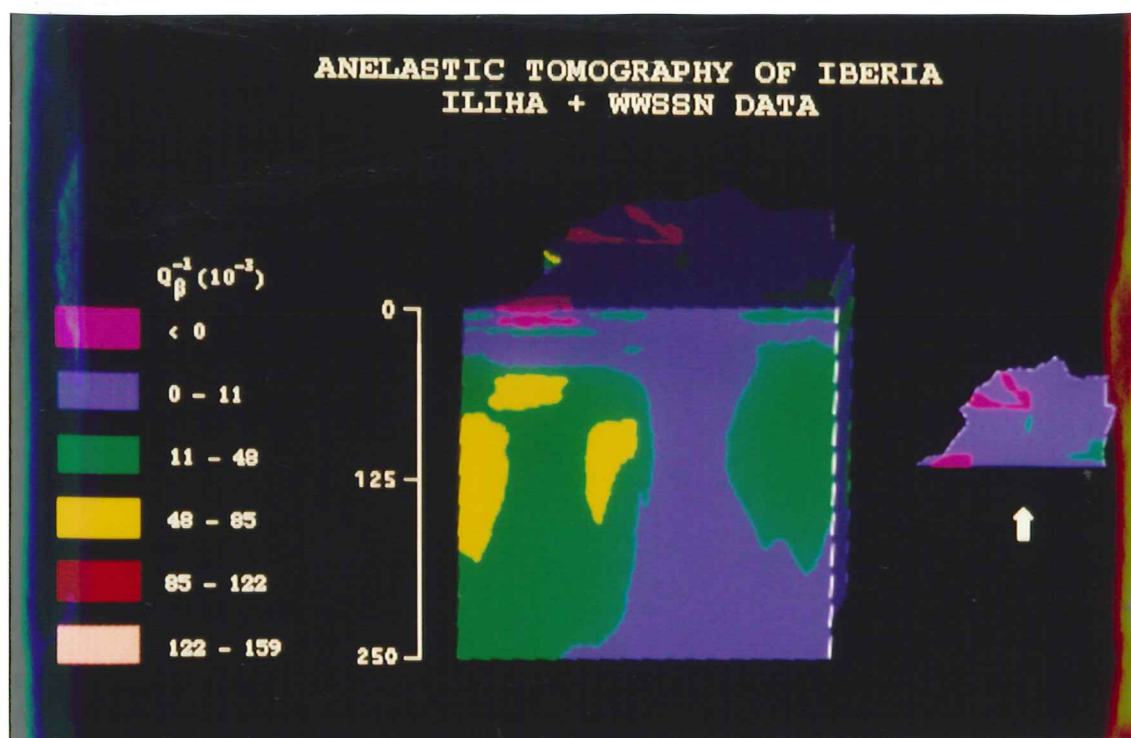


Figura 7.9 Imagen tomográfica de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Corte vertical I.

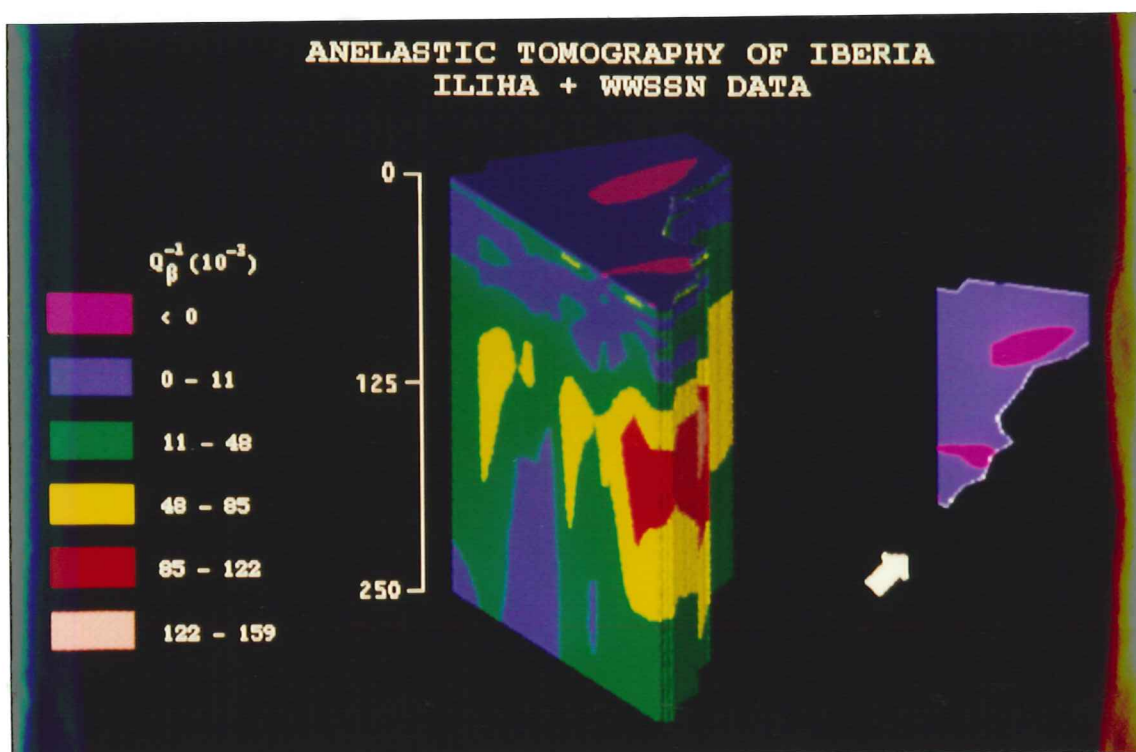


Figura 7.10 Imagen tomográfica de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Corte vertical II.

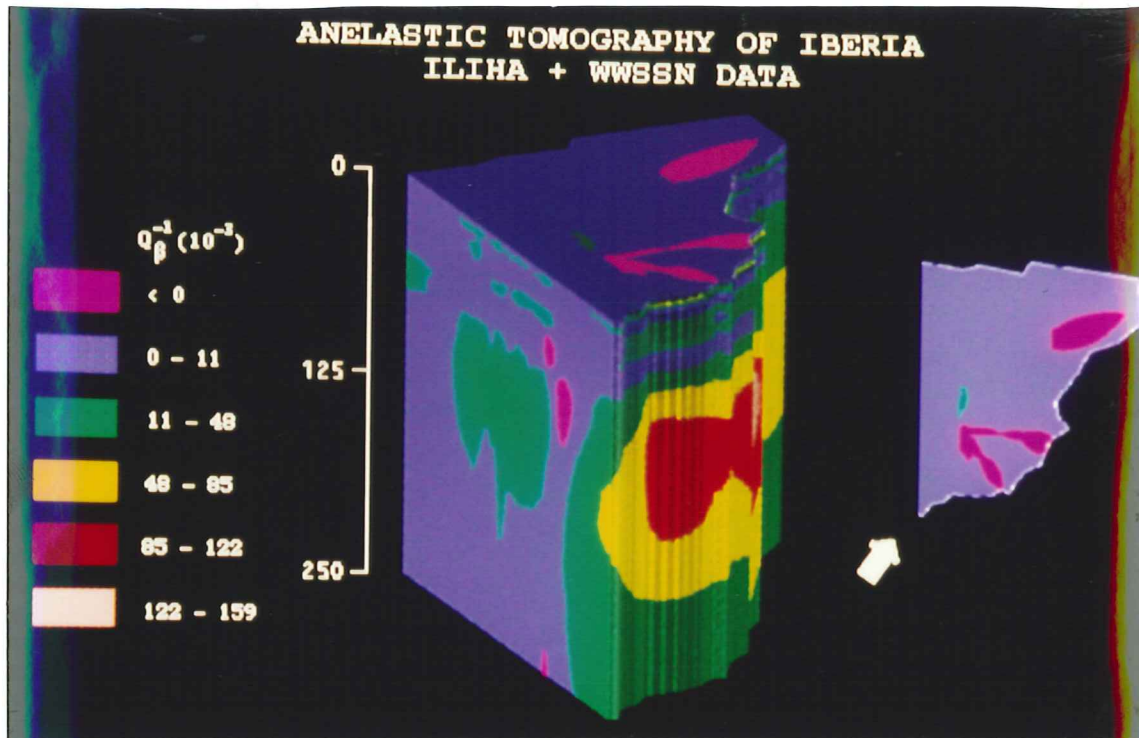


Figura 7.11 Imagen tomográfica de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Corte vertical III.

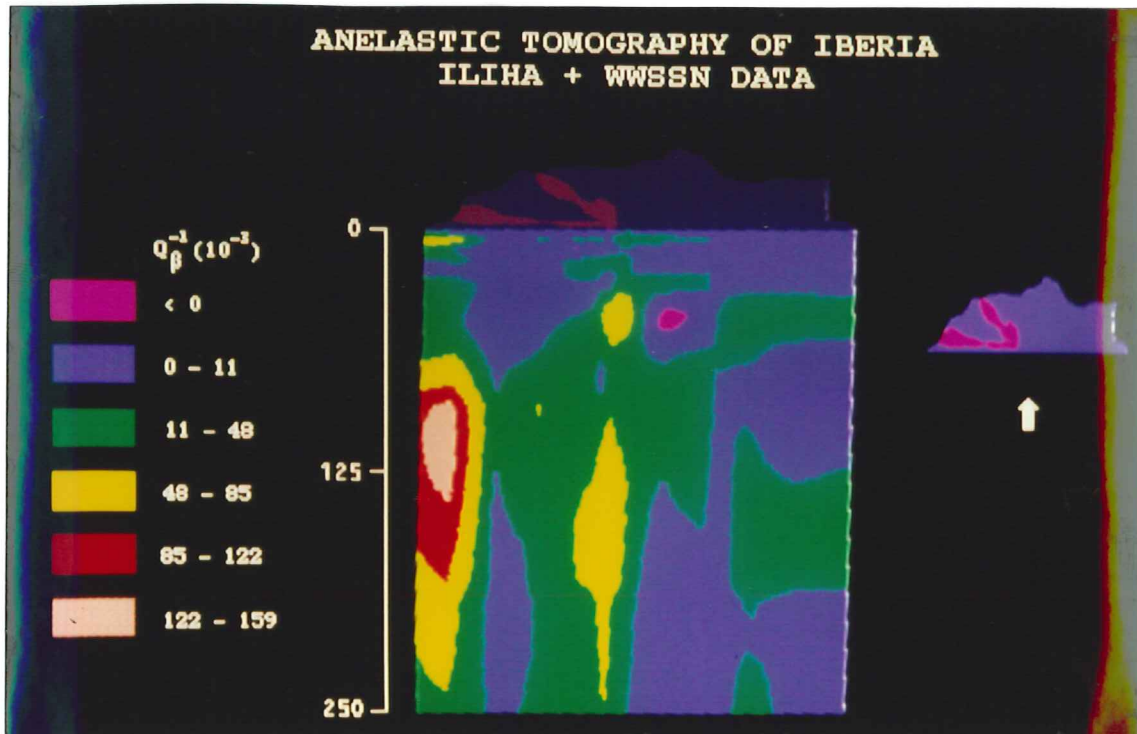


Figura 7.12 Imagen tomográfica de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Corte vertical IV.

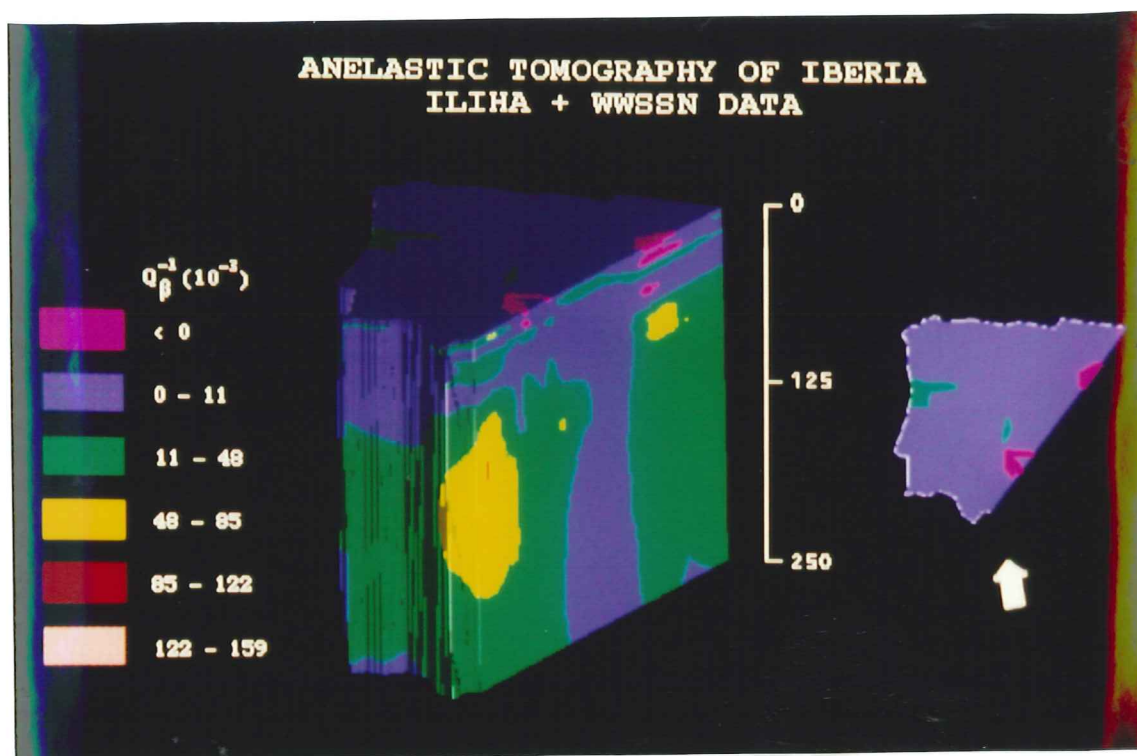


Figura 7.13 Imagen tomográfica de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Corte vertical V.

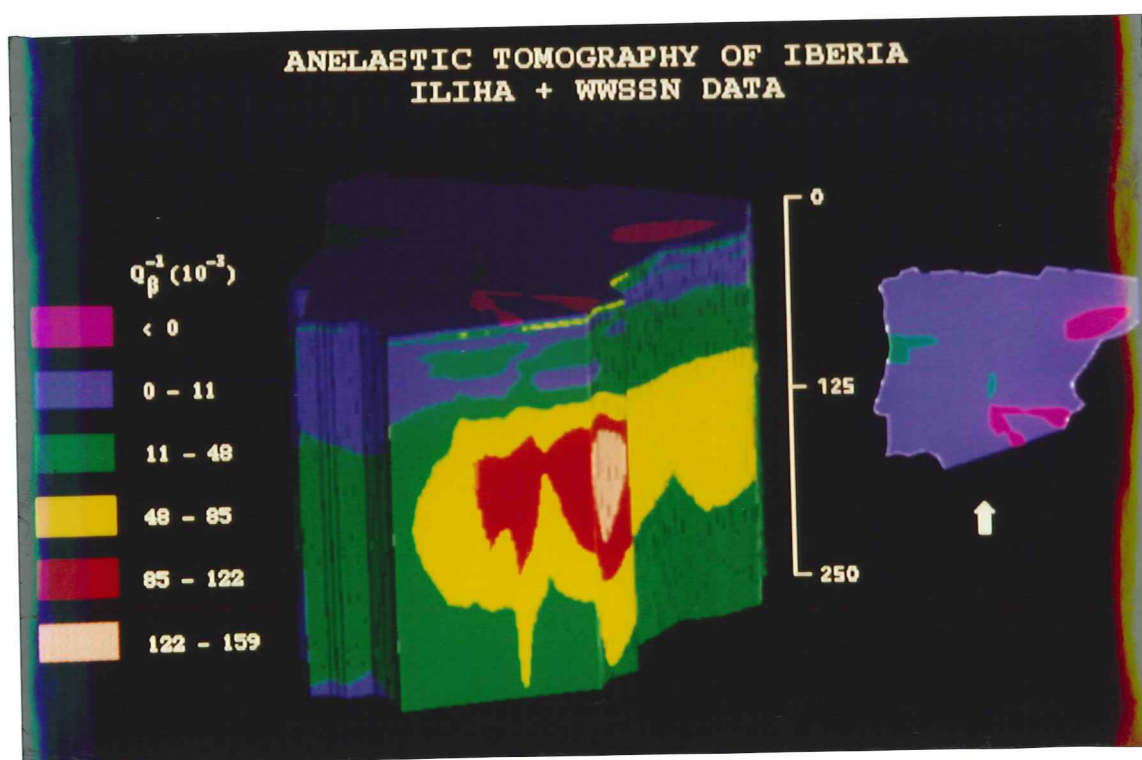


Figura 7.14 Imagen tomográfica de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Corte vertical VI.

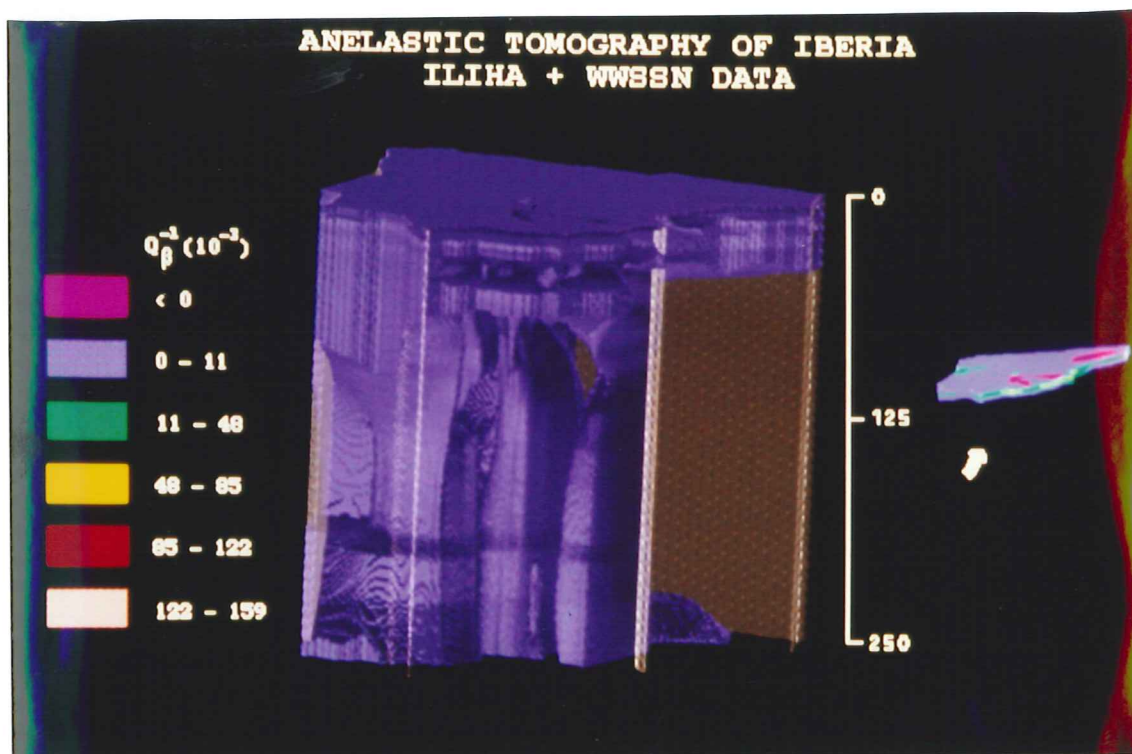


Figura 7.15 Representación tridimensional de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Valores comprendidos entre 0 y $16 \cdot 10^{-3}$. Visión sur.

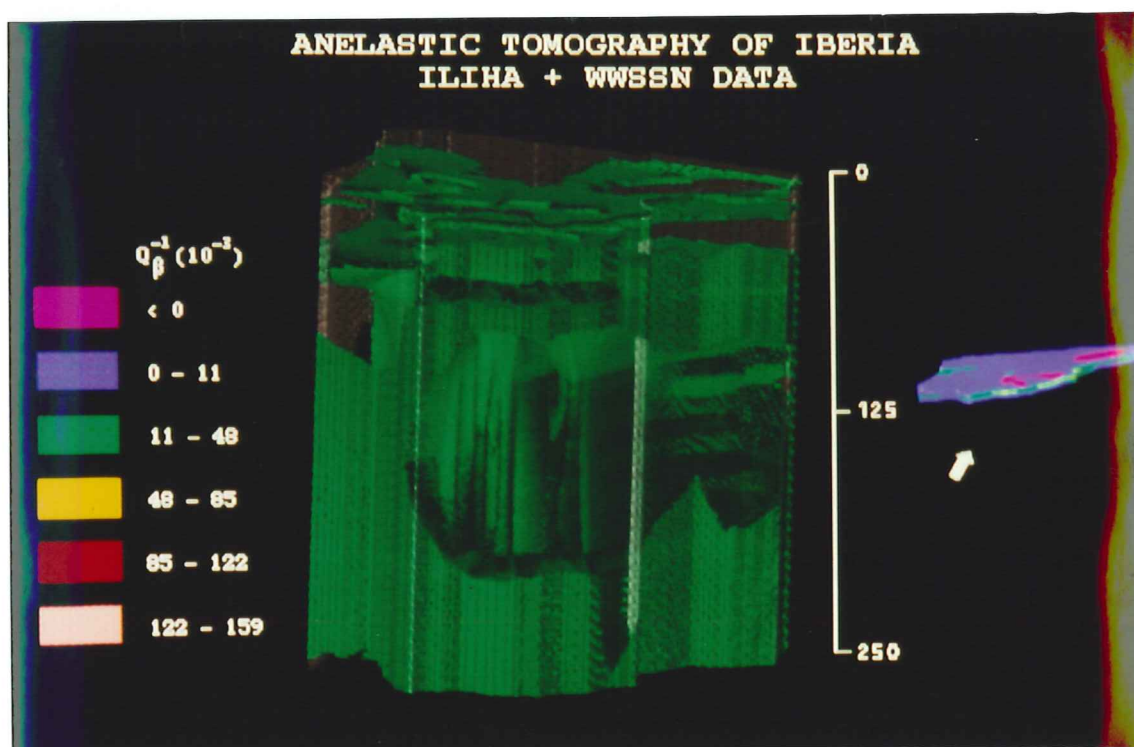


Figura 7.16 Representación tridimensional de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Valores comprendidos entre $16 \cdot 10^{-3}$ y $53 \cdot 10^{-3}$. Visión sur.

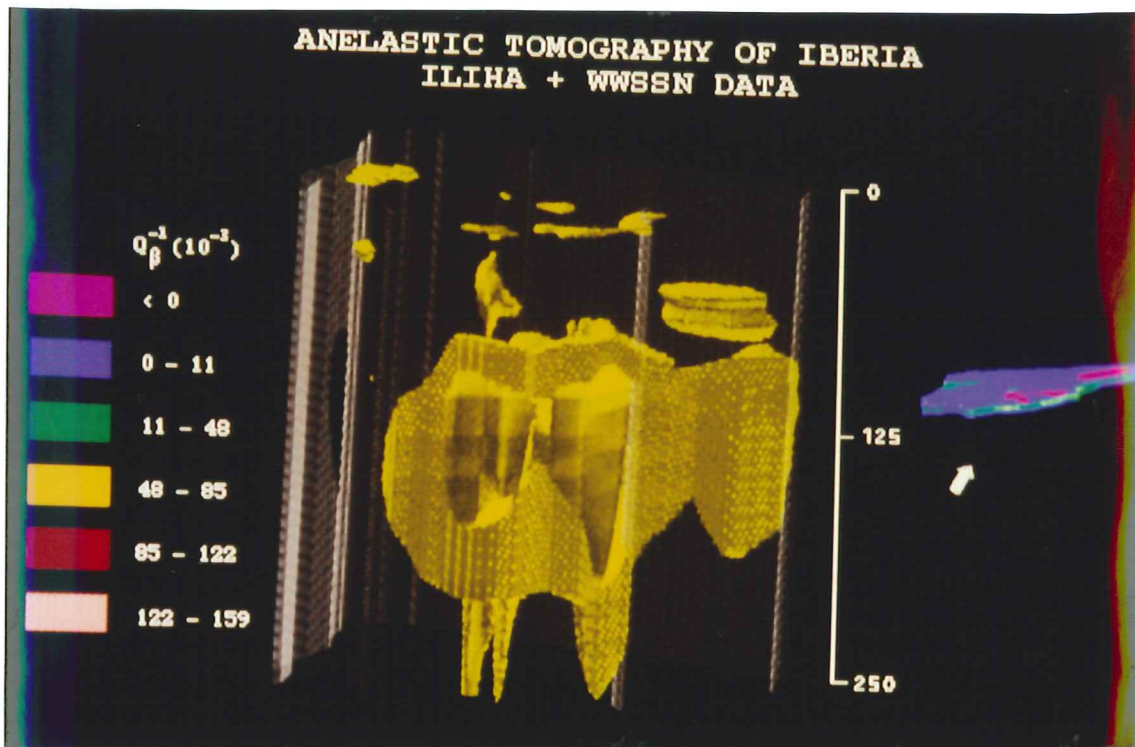


Figura 7.17 Representación tridimensional de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Valores comprendidos entre $53 \cdot 10^{-3}$ y $90 \cdot 10^{-3}$. Visión sur.

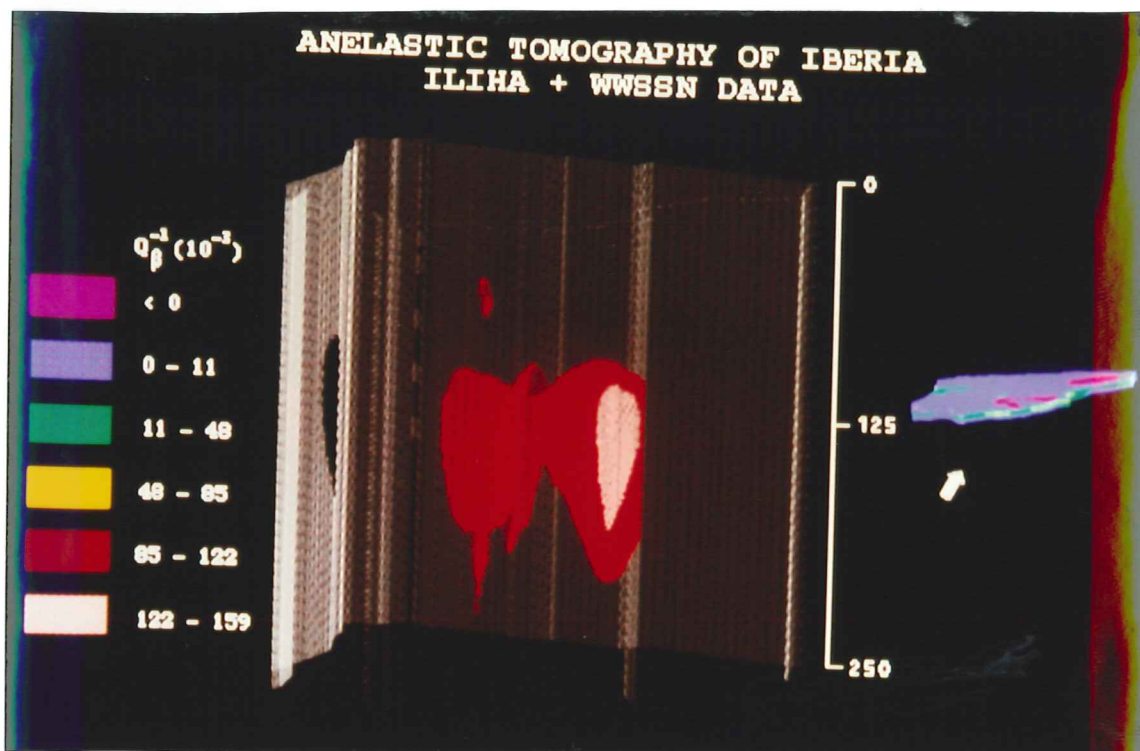


Figura 7.18 Representación tridimensional de la fricción interna a partir de los datos procedentes de la red NARS + WWSSN. Valores mayores de $90 \cdot 10^{-3}$. Visión sur.

fricción interna ($Q_{\beta}^{-1} = 11 - 48 \cdot 10^{-3}$). Existen dos máximos ($Q_{\beta}^{-1} = 48 - 85 \cdot 10^{-3}$), uno en la Depresión del Ebro y el otro centrado en Puertollano, siendo el primero producto de la alta fricción interna del grupo de trayectorias A6H4 ($Q_{\beta}^{-1} \approx 44 \cdot 10^{-3}$) que provocan la acumulación de la fricción en esta zona. A partir de esta profundidad y hasta 250 km la fricción interna deja de ser pequeña ($Q_{\beta}^{-1} < 11 \cdot 10^{-3}$) en las regiones Noreste, Este y Bética (Fig. 7.15).

Los valores de la fricción interna a la profundidad de 75 km (fig. 7.4) aumentan en gran parte de la Península. A esta profundidad la región Bética (Fig. 7.17) ya aparece como la más atenuante ($Q_{\beta}^{-1} = 48 - 85 \cdot 10^{-3}$) manteniéndose en valores de fricción interna relativamente altos la región Noreste y la parte costera de la Este ($Q_{\beta}^{-1} = 11 - 48 \cdot 10^{-3}$). Aparece un eje de alta fricción relativa entre Toledo y Oporto que se desarrolla hasta los 150 km (Fig. 7.9 y 7.111) y una estrecha franja al este de la Herciniana hasta profundidades entre 125 y 200 km, dependiendo de la latitud (Fig. 7.10). Entre ésta última y la zona litoral de la región Este existe una zona de valores bajos de fricción interna (Fig. 7.12 y 7.13). Disminuye la fricción en el sudeste y entorno a Asturias (Fig. 7.9 y 7.11).

A 95 km de profundidad empieza el núcleo de mayor fricción interna ($Q_{\beta}^{-1} = 122 - 159 \cdot 10^{-3}$) alrededor de Alicante (Fig. 7.5 y 7.18). En general los valores de la fricción aumentan en toda la Península y solo permanecen bajos ($Q_{\beta}^{-1} < 16 \cdot 10^{-3}$) en la zona interior de la región Este, un eje norte-sur desde Ciudad Real a Oviedo y una zona en el centro-sur de Portugal que se extiende hasta Sevilla. En la franja este de la región Herciniana se alcanza el máximo de fricción que se desarrolla hasta los 150 km de profundidad (Fig. 7.10 y 7.13). El pequeño núcleo con valores negativos es debido al valor de la trayectoria PTO-MAL ($Q_{\beta}^{-1} \approx -12 \cdot 10^{-3}$) que se acumula en esta zona.

A la profundidad de 125 km la fricción interna (Fig. 7.6) se mantiene en valores similares a los de la profundidad anterior. A esta profundidad se encuentra el centro de la fricción interna de la parte norte de la región Este y del máximo entorno a Logroño (Fig. 7.9, 7.10 y 7.17). El eje de baja fricción entre Oviedo y Ciudad Real empieza a unirse a la zona oeste de la región Este. Los valores negativos entorno a Oporto se mantienen, también debido a la trayectoria PTO-MAL ($Q_{\beta}^{-1} \approx -4 \cdot 10^{-3}$).

A 150 km de profundidad se empieza a apreciar la disminución de los valores de la fricción interna (Fig. 7.7), encontrándose a esta profundidad la base de los máximos de fricción interna entorno a Logroño, parte norte de la región Este y el eje entre Toledo y Pontevedra (Fig. 7.9, 7.10 y 7.11). También, a esta profundidad se encuentra el final de la zona más atenuante del núcleo de Alicante (Fig. 7.9, 7.10 y 7.11). En la región Herciniana los valores de la fricción disminuyen considerablemente.

A 200 km los valores de la fricción han disminuido de forma muy considerable en toda la Península (Fig. 7.8). Casi toda la región Herciniana conjuntamente

con la zona oeste de la región Este presenta valores cercanos a 0. Únicamente se mantienen con valores de fricción superiores a $48 \cdot 10^{-3}$ los núcleos que rodean Alicante, a Puertollano y al norte de Almería. A esta profundidad hay que tener presente que los kernels de resolución ya empiezan a no ser buenos.

CAPÍTULO 8

COMPARACIÓN ENTRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS Y LOS ESTABLECIDOS EN OTROS ESTUDIOS

8.1 INTRODUCCIÓN

En cualquier trabajo es importante estudiar como se corresponden los resultados obtenidos con el resto de información de la zona y los conocimientos que se tienen sobre el tema. Esto es aplicable tanto a los datos de la misma naturaleza como a datos procedentes de estudios con los que se puedan relacionar.

Respecto al cálculo de los coeficientes de atenuación anelástica y los valores de fricción interna existen dos estudios previos en la Península (Canas et al, 1988; Blay, 1991). Estos dos trabajos se realizaron con datos procedentes de los Observatorios fijos de periodo largo existentes en la Península y, por tanto, son directamente comparables a los obtenidos en este trabajo con estos mismos Observatorios. Los coeficientes de atenuación procedentes de registros analógicos de este trabajo y los de Blay (1991) son los mismos, por lo que forzosamente han de presentar resultados de fricción interna parecidos. El resto de trayectorias han de presentar coeficientes de atenuación y valores de fricción interna coherentes con los procedentes de los registros analógicos y entre ellos.

La comparación entre valores de fricción interna y velocidades de ondas de cizalla también es importante ya que ambos representan distintos aspectos de la misma realidad. Hay que tener presente que, dado un mismo material, teóricamente existe una relación entre la velocidad y la atenuación de las ondas, por lo que en líneas generales hemos de encontrar que cuanto mayor es la velocidad menor es la fricción interna. Respecto a los datos de velocidades de ondas de cizalla existentes en la Península cabe resaltar que en los últimos años se han realizado un gran número de estudios a partir de los datos de la red ILIHA que han permitido realizar una tomografía de velocidades para ondas de cizalla en la Península Ibérica. Por todo ello podremos comparar tanto las trayectorias

como la tomografía. A pesar de existir otros trabajos (p.e. Badal et al, 1993; Corchete et al., 1993; Badal et al, 1995; Corchete et al., 1995), hemos centrado la comparación en el trabajo de Nikolova et al. (1995) por ser el más reciente y estar, en general, de acuerdo con los trabajos realizados anteriormente.

En este Capítulo, también se realiza la comparación con los valores de Q_c obtenidos por Pujades (1987). Al igual que en el caso anterior, existen otros trabajos sobre Q_c en la Península Ibérica (p.e. Payo et al., 1990; Canas et al., 1991; Fernández y Herráiz, 1992; Akinci et al., 1994, Ugalde et al., 1995), pero éste es el único que presenta valores globales de la Península. Aunque los valores de Q_c^{-1} representan valores de fricción, la diferente procedencia de los datos hacen que estos solo se puedan comparar de forma cualitativa.

Los coeficientes de atenuación anelástica a periodos relativamente cortos y los valores de fricción interna a profundidades pequeñas han de presentar una correlación con las características geotectónicas y sismotectónicas. A profundidades y periodos grandes ésta no tiene por que existir, ya que los datos geo y sismotectónicos están relacionados principalmente con parámetros superficiales (menores a 100 km).

8.2 COMPARACIÓN CON LOS COEFICIENTES DE ATENUACIÓN ANELÁSTICA CONOCIDOS

El estudio de Canas et al. (1988) consistió en el cálculo de los coeficientes de atenuación anelástica para las trayectorias TOL-MAL, PTO-TOL y TOL-EBR. Blay (1991) también calculó dichos coeficientes y añadió a ellos los calculados para las trayectorias PTO-EBR, ALI-MAL, PTO-MAL Y TOL-ALI. Los coeficientes de atenuación calculados por Blay son los utilizados para el cálculo de Q_β^{-1} en este estudio. Cada una de las tres trayectorias de Canas et al. se podrían haber inscrito dentro de alguno de los grupos de trayectorias de la regionalización a priori, por ello, podemos comparar los coeficientes de atenuación calculados por los dos autores con los correspondientes a los procedentes de la red ILIHA.

Existe gran similitud entre los coeficientes de atenuación de la trayectoria PTO-TOL de Blay y Canas et al. y el promedio de las trayectorias de la región Herciniana. Entre la trayectoria TOL-EBR de los estudios de Blay y Canas et al. y el grupo de trayectorias A7H2 la similitud es muy buena hasta los 40 segundos siendo, entre 40 y 70 s, ligeramente superiores los valores del grupo A7H2 a los calculados por Blay. Los datos más divergentes son los procedentes de la trayectoria TOL-MAL y los del grupo H5B5, los coeficientes de atenuación calculados por Blay son claramente superiores hasta los 40 segundos de periodo; siendo los de Canas et al. ligeramente superiores a los encontrados como promedio en H5B5.

8.3 COMPARACIÓN CON LOS VALORES DE FRICCIÓN INTERNA CONOCIDOS

En los dos trabajos sobre coeficientes de atenuación anelástica, mencionados anteriormente, también se calcularon los valores de fricción interna correspondientes. Respecto al trabajo de Blay (1991), aunque los coeficientes de atenuación son los mismos, no son iguales los modelos de velocidad ni la perturbación de la matriz utilizados. Debido a ello, los resultados de los dos estudios han de ser parecidos, ya que el modelo de velocidades influye poco en la inversión de los coeficientes de atenuación. Por lo que concierne al estudio de Canas et al., mencionar que no invirtió los coeficientes de atenuación anelástica correspondientes a la trayectoria EBR-TOL debido a que no obtuvo datos suficientes para calcular sus desviaciones estándares.

En líneas generales, se puede afirmar que la forma de la curva de fricción interna de Canas et al. y este trabajo coinciden perfectamente dentro del rango de estudio, siendo solo importante reseñar que en la trayectoria PTO-TOL Canas et al. encuentra el máximo de fricción a menor profundidad (a 30 km según Canas et al., 45 km según Blay y 60 km según este trabajo). El hecho de que en el trabajo de Canas et al. se presenten valores menores de fricción interna puede estar relacionado con las mayores desviaciones estándares en sus datos.

Respecto al resto de trayectorias calculadas por Blay, la fricción es muy parecida ya que, tal como se ha mencionado anteriormente, los coeficientes de atenuación anelástica eran los mismos.

8.4 COMPARACIÓN CON LAS VELOCIDADES DE LAS ONDAS DE CIZALLA

Nikolova et al. (1995) han realizado la tomografía de las velocidades de ondas de cizalla utilizando el método de Yanovskaya. En general existe una buena correlación entre valores altos de velocidad de ondas de cizalla y valores bajos de fricción interna. La correlación es tanto mejor cuanto mayor es la profundidad, éste efecto es debido a que a mayor profundidad las variaciones son más suaves. Así, por ejemplo, entre 20 y 30 km de profundidad los mínimos de velocidad de la costa de Málaga y entorno de Logroño coinciden perfectamente con máximos de fricción. Por contra, los máximos de velocidad de la costa de Alicante y oeste de Puertollano también coinciden con máximos de fricción, lo que representa una cierta inconsistencia.

Entre las profundidades de 65 y 80 km, la tomografía de Nikolova et al. y la de anelasticidad muestran una gran correlación con la única excepción de la parte interior de la costa. Este donde son mínimas la fricción interna y las velocidades de las ondas de cizalla.

8.5 COMPARACIÓN CON LOS VALORES DE Q_c

La Q_c mide la atenuación que se produce en las ondas de coda en la Litosfera (p.e. Pujades et al., 1990; Ugalde, 1995) que son de periodos corto. Está generalmente aceptado que la Q_β^{-1} crece con el periodo (p.e. Canas et al., 1988; Caselles et al. 1993), por lo que a 10 segundos la fricción ha de ser mayor que en el rango frecuencial de la coda. También está establecido que la dependencia no es la misma en todas las regiones del mundo ni a qué frecuencia deja de existir dicha dependencia (p.e. Herrmann, 1980), por lo que no se pueden extrapolar los valores de Q_c a valores de Q_β . Aunque ha de existir una cierta correlación entre la Q_c y la Q_β promedio entre ciertas profundidades. Por este motivo la Q_c no es directamente comparable con la Q_β , pero sí que en los lugares con mayor Q_c es de esperar que exista menor fricción interna. Además, en este trabajo, debido a la rápida variabilidad encontrada para Q_β^{-1} en los primeros kilómetros de profundidad comparada con la resolución que presentan los kernels la correlación solo puede considerarse cualitativamente.

Pujades et al. (1990) realizaron el mapa de iso-Q para la Península Ibérica correspondiente a una frecuencia de referencia de 1 Hz. Además de este trabajo existen otros (p.e. Payo et al., 1990; Canas et al., 1991; Fernández y Herráiz, 1992; Akinci et al, 1994; y Ugalde et al., 1995) en partes concretas de la Península que en líneas generales coinciden con los valores obtenidos en este mapa. En el mapa de iso-Q se puede apreciar que el máximo se encuentra en el noroeste de la Península, existiendo dos mínimos, el más importante en la costa de Málaga-Almería y el otro en el Pirineo Central. Estos valores se correlacionan, en líneas generales, con los valores de fricción interna.

Cabe señalar que, el mínimo de Q_c centrado en el Pirineo Central está fuera de nuestra zona de estudio ya que las trayectorias más cercanas son la NE26-NE30 (Santiago-El Torn) y la NE19-NE30 (Logroño-El Torn). Tampoco aparece en el mapa de Pujades et al. ningún mínimo en la costa de Alicante.

8.6 COMPARACIÓN CON LOS RESULTADOS DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS L_g

Las ondas L_g son producidas por la interferencia de los modos superiores de las ondas superficiales de Rayleigh y Love (p.e. Oliver y Ewing, 1957; Knopoff et al., 1973). Su componente vertical es producto de la interferencia de los modos superiores de las ondas de Rayleigh (básicamente la energía corresponde a la del primer modo) por lo que tendrá una estrecha relación con la atenuación del modo fundamental de estas ondas. La comparación no es directa ya que la atenuación de los modos superiores es mayor que la del fundamental (p.e. Mitchell, 1980).

Se han realizado dos estudios de atenuación de ondas L_g en la Península Ibérica. El primero, realizado por García (1989) calculó la atenuación para las zonas de Granada, Sur-Sureste de la Península, Noreste de la Península y un promedio de toda la Península en el rango de frecuencias de 1 a 4 Hz. El segundo,

realizado por Vives (1990) que la calculó para el Sur-Sureste y para el Noreste de la Península, para frecuencias entre 1 y 5 Hz.

De la comparación de los resultados podemos afirmar que ambos trabajos son coherentes con los obtenidos por este estudio. En general, los valores de γ de L_g entre 1 y 5 Hz son superiores a los coeficientes de atenuación del modo fundamental de las ondas de Rayleigh y decrecen con el periodo, existiendo en algunos casos un fuerte decaimiento exponencial.

8.7 COMPARACIÓN CON RESULTADOS DE PSEUDOACELERACIONES DEL TERRENO

El estudio del decaimiento de la pseudoaceleración del terreno con la distancia epicentral es indicativo de la atenuación que existe en una zona. Así, en el trabajo de García (1989), la zona más atenuante de las estudiadas era la de Granada, seguida por el Sur-Sureste, Noreste y finalmente la menos atenuante es el promedio de la Península, este último resultado nos indica que el resto de la Península Ibérica es la zona con menor atenuación. Estos datos están en clara correspondencia con los valores de fricción y coeficientes de atenuación obtenidos en este estudio.

8.8 COMPARACIÓN CON LAS CARACTERÍSTICAS SISMO-GEOTECTÓNICAS

La atenuación y la fricción interna (hasta cierta profundidad o periodo) guardan una estrecha relación con las características geotectónicas y sismotectónicas de la zona (p.e. Singh y Hermann, 1983, Caselles et al., 1993, Canas et al. 1995). En general, cuanto más joven y activa es una región más atenuación y fricción presenta (p.e. Canas et al., 1995, Blay, 1991). En la Península Ibérica la zona con mayor actividad tectónica es la región Bética; y presentan sismicidad moderada los Pirineos, Cordillera Costero-Catalana, Sistema Ibérico y Sur de Portugal.

Dentro de este marco existe una clara relación entre sismotectónica y fricción interna que se constata en el hecho de que en las trayectorias que discurren por los dominios sismotectónicamente activos es donde se encuentran mayores coeficientes de atenuación y mayores valores de fricción en los primeros quilómetros.

8.9 COMPARACIÓN CON VALORES DE FRICCIÓN INTERNA DE OTRAS ZONAS DE LA TIERRA

Existen gran número de trabajos sobre fricción interna de ondas de Rayleigh en todo el mundo (p.e. Ben-Menahen, 1965; Canas, 1980; Kijko y Mitchell, 1983; Durek et al., 1993). Debido a que los valores de Q_c calculados en la Península (Pujades et al, 1990) y en el este de EEUU (Singh y Herrmann, 1983) coinciden, podría pensarse en comparar los resultados de estas dos regiones. El problema que aparece es que los valores de Q_c reflejan, como se ha mencionado,

la atenuación a nivel cortical (Pujades et al, 1990) y los procesos tectónicos de la Península y la costa este de EEUU no tienen ninguna relación. La Península está inscrita dentro de un choque entre las placas Euroasiática y Africana (p.e. Udías, 1982) mientras que el este de EEUU se encuentra en una zona transformante con una pequeña componente convergente. En este contexto pueden ser comparables las fricciones internas en los primeros 30 km de profundidad y no existir una relación clara a profundidades mayores. Mitchell y Xie(1994) ha calculado la fricción interna en el Basin and Range de EEUU y en los primeros kilómetros son comparables, mientras que a profundidades mayores la fricción interna en la Península es muy superior.

Por contra, en otro choque continental como es el caso de la meseta Tibetana, Singh y Gupta (1982) han calculado valores de Q_{β}^{-1} , encontrando valores parecidos a los de este trabajo hasta 200 km de profundidades.

BIBLIOGRAFÍA

- Akinci, A., del Pezzo, E., Ibañez, J.M. (1994). "Separation of scattering and intrinsic attenuation in Southern Spain and Western Anatolia (Turkey)". *Geophys. Journ. Int. (Enviado)*.
- Anderson, D.L., Ben-Menahen, A. y Archambeau, C. (1965). "Attenuation of seismic energy in the upper mantle". *J. Geophys. Res.*, 70, 1441-1448.
- Anderson, D.L. y Minster, J.B. (1979). "The frequency dependence of Q in the Earth and implications for the mantle rheology". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 58, 431-440.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971). "Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar". *Earth and planetary science letters*, 12, 191-198.
- Backus, G. y Gilbert, F. (1968). "The resolving power of gross earth data". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16, 169-205.
- Backus, G. and Gilbert, F. (1970). "Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Ser. A 266: 123-192.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Canas, J.A., Pujades, L. y Serón, F.J. (1990). "Processing and inversion of long-period surface-wave data collected in the Iberian Peninsula". *Geophys. J. Int.*, 100, 193-202.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Serón, F.J., Canas, J.A. y Pujades, L. (1992). "Deep Structure of the Iberian Peninsula determined by Rayleigh wave velocity inversion". *Geoph. J. Int.*, 108, 71-108.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Canas, J.A. y Pujades, L. (1993). "Shear wave velocity structure below the Iberian Peninsula as obtained by a detailed analysis of surface waves". *Tectonophysics*, 225, 167-190.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Canas, J.A. y Pujades, L. (1995). "Imaging of shear wave velocity structure beneath Iberia". *Geophys. J. Int. (Aceptado)*
- Banda, E., Udías, A., Mueller, S., Mézcua, J., Boloix, M., Gallart, J. y Aparicio, A. (1983). "Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments". *Phys. Earth. Planet. Int.*, 31, 277-280.
- Banda, E. (1988). "Crustal parameters in the Iberian peninsula". *Phys. Earth. Planet. Int.*, 51, 222-225.
- Ben-Menahen, A. (1965). "Observed attenuation and Q values in seismic surface waves in the upper Mantle". *J. Geophys. Res.*, 70, 4641-4651.
- 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.
- Blay, C. (1991). "Modelización anelástica de la Península Ibérica". *Tesis Doctoral, ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya*, pp.221.

- Bloch, S y Hales, A.L. (1968). "New techniques for the determination of surface wave phase velocities". *Bull Seism. Soc. Am.*, 58, 1021-1034.
- Blumenthal, M.M. (1934). "Sur l'existence de poussés antibétiques en Andalousie". *C. R. Acad. Sc. París*, 198, 189 pp.
- Brune, J.N. (1962). "Attenuation of dispersed wave trains". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 109-112.
- Canas, J.A. y Mitchell, B.J. (1978). "Lateral variation of surface wave anelastic attenuation across the Pacific". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1637-1650.
- Canas, J.A. (1980). "Rayleigh wave propagation and attenuation across the Atlantic Ocean". *Ph. D. Dissertation Thesis, Saint Louis University*. 238 pp.
- Canas, J.A. y Mitchell, B.J. (1981). "Rayleigh wave attenuation and its variation across the Atlantic Ocean". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 67, 159-176.
- Canas, J.A. (1982). "Rayleigh wave anelastic attenuation across the Bermuda Rise and the volcanic Caribbean Arch". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 71, 703-713.
- Canas, J.A., Egózcue, J.J., Pujades, L.G. y Pérez, J.A. (1987). "Crustal coda Q in the Iberian Peninsula". *Ann. Geophys.*, 5B, 657-662.
- Canas, J.A., De Miguel, F., Vidal, F. y Alguacil, G. (1988). "Anelastic Rayleigh wave attenuation in the Iberian Peninsula". *Geophys. J.*, 95, 391-396.
- Canas, J.A., Pujades, L., Badal, J., Payo, G., de Miguel, F., Vidal, F., Alguacil, G., Ibañez, J. y Morales, J. (1991). "Lateral variation and frequency dependence of coda-Q in the Southern part of Iberia". *Geophys. J. Int.*, 107, 57-66.
- Canas, J.A., Caselles, J.O., Pujades, L., Badal, J., Payo, G., Corchete, V. y Navarro, M. (1995). "Anelastic distribution in the Iberian Peninsula". *Proceedings of the E.S.C.*, Atenas. 1994.
- Casas, A. y Carbó, A. (1990). "Validation and processing of land gravity measurement in Spain". *XVIII European Geophysical Society General Assembly*, Weisbaden.
- Caselles, J.O. (1990). "Revisió de zones sismogenètiques i càlcul del risc sísmic entre els paral·lels 41 N i 43.5 N i els meridians 1 O. i 3 E". *Tesina de Licenciatura. Facultat de Física. Universitat de Barcelona*.
- Caselles, J.O., Canas, J.A., Pujades, L., Badal, J., Corchete, V. y Payo, G. (1993). "Lateral variation of Rayleigh wave anelastic attenuation in the Iberian Peninsula from ILIHA data. Preliminary results". *Publicación I.G.N.: Serie monográfica n.10*, pp 85-101.
- Colomer, M. y Santanach, P. (1988). "Estructura y evolución del borde sur-occidental de la fosa de Calatayud-Daroca". *Geogaceta*, 4. *Publ. Sociedad Geológica de España*. pp 85-103.
- Corchete, V. (1990). "Filtrado e inversión de datos sísmicos de periodo largo y modelado del área Ibérica". *Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza*. 242 pp.
- Corchete, V., Badal, J., Pujades, L. y Canas, J.A. (1993). "Shear velocity structure beneath the Iberian Massif from broadband Rayleigh wave data". *Phys. Earth Planet. Int.*, 79, 349-365.
- Corchete, V., Badal, J., Serón, F.J. y Soria, A. (1995). "Tomographic images of the Iberian subcrustal lithosphere and asthenosphere". *J. Geophys. Res. (Aceptado)*.

- Daignieres, M., Gallart, J. y Banda, E. (1981). "Lateral variation of the crust in the north Pyrenean zone". *Ann. Geophys.*, 37, 435-456.
- De Migel, F. y Vidal, F. (1982). "Regional propagation of L_g waves in and near the Iberian Peninsula". *Publicación del Observatorio Universitario de la Cartuja*, pp 15.
- Der, Z.A., Masse, R. y Landisman, M. (1970). "Effects of observational errors on the resolution of surface waves at intermediate distances". *J. Geophys. Res.*, 75, 3399-3409.
- Diez, J. (1993). "Estudi de l'estructura i propietats anisòtropes de la litosfera subcortical del Massís Ibèric a partir de dades sísmiques d'ones P i S". *Tesi Doctoral. Facultat de Física. Universitat de Barcelona*. 229 pp.
- Dunkin, J.W. (1965). "Computation of modal solutions in Layered, elastic media at high frequencies". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 335-358.
- Durek, J.J., Ritzwoller, M.H. y Woodhouse, J.H (1993). "Constraining upper mantle anelasticity using surface wave amplitude anomalies". *Geophys. J. Int.*, 114, 249-272.
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M. (1969). "A technique for the analysis of transient seismic signal". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Fallot, P. (1945). "Estudios Geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor". *Publ. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C.*, 720 pp.
- Fallot, P. (1948). "Le Cordillères Bétiques". *Estudios Geol.*, 8, 83-172.
- Fernández A. y Herráiz, M. (1992). "Separación de la atenuación intrínseca y de la atenuación por dispersión en el sureste de la Península Ibérica, mediante el método de Transferencia Radiativa". *Rev. de Geofísica*, 48, 199-210.
- Fontboté, J.M., (1954). "Sobre la evolución tectónica de la depresión del Vallés-Penedés. Arrahoma". *Publ. Museo Sabadell*, 37 pp.
- Fontboté, J.M. y García-Dueñas, V. (1968). "Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes Bétiques". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, 186-189.
- Fontboté, J.M. Santanach, P., Casas, J.M., Guimerà, J., Sabat, F., Amigó, J., Marqués, M.A., Serrat, D., Vilaplana, J.M., Gallart, J., Salueña, I., Garcés, M. y Moya, J. (1987). "Recopilación de datos geológicos y mapas de síntesis de los Pirineos y cadenas Costeras Catalana". *Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia*, 331 pp.
- Foucault, A. (1965). "Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du haut Guadalquivir (prov. de Jaén, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 567-570.
- Foucault, A. (1971). "Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir". *Thèse Univ. Paris*, 633 pp.
- Franklin, J.N. (1970). "Well-posed stochastic extension of ill-posed linear problems". *J. Math. Analysis Applic.*, 31, 682-716.
- Gallart, J., Daignieres, M., Banda, E., Suriñach, E. y Hirn, A. (1980). "The eastern Pyrenean domain: lateral variations at crust-mantle level". *Ann. Geophys.*, 36, 141-158.
- Gallart, J., Banda, E. y Daignieres, M. (1981). "Crustal structure of the paleozoic axial zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone". *Ann. Geophys.*, 37, 457-480.

- Gallart, J., Daignières, M., Gagnenain-Beyneix, J. y Hirn, A. (1985). "Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees". *Annales Geophysicae*, 3,2 239-248.
- García, M. (1989). "Atenuación espectral de ondas L_g y pseudoaceleración máxima en la Península Ibérica". Tesis Doctoral, Facultad de Física. Universitat de Barcelona, 233 pp.
- García Dueñas, V. (1969). "Les unités allochtones de la zone subbétique, dans la transversale de Grenade (cordillères Bétiques, Espagne)". *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 11, 211-222.
- García Rossell, L. (1972). "Estudio geológico de la trasversal Úbeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (porv. de Jaén)". Tesis Univ. Granada, 549 pp.
- Harkrider, D.G. (1964). "Surface waves in multilayered elastic media. I. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic halfspace". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 627-679.
- Haskell, M.A. (1953). "The dispersion of surface waves in multilayered media". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43, 17-34.
- Haskell, N.A. (1960). "Crustal reflection of plane SH waves". *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Haskell, N.A. (1962). "Crustal reflection of P and SV waves". *J. Geophys. Res.*, 67, 4751-4767.
- Herrmann, R.B. (1973). "Some aspects of band-pass filtering of surface waves". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 663-671.
- Herrmann, R.B. (1980). "Q estimates using the coda of local earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 447-468.
- Hudson, J.A. (1969a). "A quantitative evaluation of seismic signals at teleseismic distances - I. Radiation from point source". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 18, 233-249.
- Hudson, J.A. (1969b). "A quantitative evaluation of seismic signals at teleseismic distances - II. Body waves and surface waves from an extended source". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 18, 233-249.
- IGME (1974). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". 113 pp.
- I.G.N. (1992). "Atlas nacional de España". Sección II, Geofísica. 21 pp.
- Jeffreys, H. (1961). "Small correction in the theory of surface waves". *Geophys. Jour.*, 6, 115-117.
- Jerez, L. (1973). "Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)". Tesis Univ. Granada, 750 pp.
- Jordan, T.H. y Franklin, J.N. (1971). "Optimal solution to a linear inverse problem in Geophysics". *Proc. Nat. Ac. Sci. Am.*, 68, 291-293.
- Julivert, M. (1954). "Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud". Arrahoa. Publ. Mus. Sabadell. 17 pp.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Inst. Geol. Min. Esp.*, 113 pp.

- Kijko, A. y Mitchell, B.J. (1983). "Multimode Rayleigh wave attenuation and Q_β in the crust of the barents shelf". *J. Geophys. Res.*, 88, 3315-3328.
- Knopoff, L. (1964). "A matrix method for elastic wave problems". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 431-438.
- Knopoff, L., Schwab, F. y Kausel, E. (1973). "Interpretation of L_g ". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 389-404.
- Landisman, M., Dziewonski, A. y Sato, Y. (1969). "Recent improvements in the analysis of surface wave observations". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 17, 369-403.
- Lee, W.B. y Solomon, S.C. (1975). "Inversion Schemes for surface wave attenuation and Q in the crust and mantle". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, 47-71.
- Llopis, N. (1947). "Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides". *Publ. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C.*, 364 pp.
- Lopez Garrido, A.C. (1971). "Geología de la zona prebética al NE. de la provincia de Jaén". *Publ. Univ. Granada* 317 pp.
- Maupin, V. y Cara, M. (1992). "Love-Rayleigh wave incompatibility and possible deep under mantle anisotropy in the Iberian Peninsula". *PAGEOPH.*, 138, 113-130.
- Mitchell, B.J. (1975). "Regional Rayleigh wave attenuation in North America". *J. Geophys. Res.*, 80, 4904-4916.
- Mitchell, B.J. (1976). "Anelasticity of the crust and upper mantle beneath the Pacific Ocean from the inversion of observed surface wave attenuation". *J. Geophys. Res.*, 81, 521-533.
- Mitchell, J.B. (1980). "Frequency dependence of shear wave internal friction in the continental crust of Eastern North America". *J. Geophys. Res.*, 85, 5212-5218.
- Mitchell, J.B. y Xie, J.K. (1994). "Attenuation of multiphase surface waves in the basin and range province III. Inversion for crustal anelasticity". *Geophys. Jour. Int.*, 116, 468-484.
- Nikolova, Badal, J y Payo, G. (1995). "Imaging of shear wave velocity structure beneath Iberia". *Geophys. J. Int.* (Presentado).J
- Oliver, J. (1962). "A summary of observed seismic surface wave dispersion". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 81-86.
- Oliver, J. y Ewing, M. (1957). "Higher modes of continental Rayleigh waves". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 47, 187-204.
- Patton, H.J. y Taylor, S.R. (1984). "Q structure of the basin and range from surface waves". *J. Geophys. Res.*, 89, 6929-6940.
- Papoulis, A. (1962). "The fourier integral and its application". *Mc. Graw-Hill, New York*, 318 pp.
- Payo, G. (1969). "Atenuación de ondas sísmicas". *Revista de Geofísica*, XXVIII, 110-111, 277-315.
- Payo, G., Badal, J., Canas, J.A., Corchete, V., Pujades, L. y Serón, F.J. (1990). "Seismic attenuation in Iberia using the coda-Q method". *Geophys. J. Int.*, 103, 135-145.
- Payo, G., Corchete, V., Badal, J., Serón, F., Canas, J.A. y Pujades, L. (1992). "First two-station Rayleigh-wave velocity measurement for the Northern Iberian region". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1434-1452.

- Pujades, L.G. (1987). "Distribució de Q de coda a la Península Ibérica". *Tesis Doctoral, Facultat de Física, Universitat de Barcelona*. 263 pp.
- Pujades, L., Canas, J.A., Egózcue, J.J., Puigví, M.A., Gallart, J., Lana, X., Pous, J. y Casas, A. (1990). "Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula". *Geophys. J. Int.*, 100, 285-302.
- Rocamora, M.M. (1992). "Propagación y atenuación de ondas superficiales. Aplicación al Océano Atlántico y Mar Mediterráneo". *Tesis Doctoral, Facultat de Física, Universidad de Barcelona*. 328 pp.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). "Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the alpine cycle of the eastern iberian basin". *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- Santanach, P., Lana, X. Gimerá, J., Salueña, I., Garcés, M. y Caselles, J.O. (1989). "Sismología y Neotectónica de la cuenca del Ebro y Pirineos". *Dpt. de Geología, Geofísica i Paleontología*.
- Sato, Y. (1955). "Analysis of dispersed surface waves I". *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokio Univ.*, 34, 33-47.
- Sing, S. y Gupta, H.K. (1982). "Q-structure beneath the Tibetan plateau from the inversion of Love and Rayleigh-wave attenuation data". *Phys. Earth. Planet. Int.*, 29, 183-194.
- Singh, S. y Herrmann, R.B. (1983). "Regionalization of crustal coda Q in the continental United States". *J. Geophys. Res.*, 88, 527-538.
- Solomon, S.C. (1973). "Shear wave attenuation and melting beneath the Mid-Atlantic Ridge". *J. Geophys. Res.*, 78, 6044-6059.
- Soria, A. (1993). "Estructura tridimensional del sistema Litosfera-Astenosfera de la Península Ibérica. Modelado geométrico y problemas de rendering volúmico". *Proyecto de fin de carrera, Centro Politécnico Superior, Zaragoza*. 100 pp.
- Suriñach, E. y Roca, A.M. (1985). "Sismicidad en la región N.E. de la Península Ibérica". *Rev. de Geofísica*, 41, 23-36.
- Takeuchi, H. y Saito, M. (1972). "Seismic surface waves". *En: Methods of computational Physics*, 11, Ed. Bolt, B.A., Academic Press. New York. 217-295.
- Thomson, W.T. (1950). "Transmission of elastic waves through a stratified solid medium". *J. Applied Phys.*, 21, 89-93.
- Thrower, E.N. (1965). "The computation of dispersion curves on layered media". *J. Sounds Vib.*, 2, 14-30.
- Tsai, Y. y Aki, K. (1969). "Simultaneous determination of seismic moment and attenuation of surface waves". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 275-287.
- Udías, A. (1982). "Rasgos sismotectónicos de la corteza de la región de Cataluña-Pirineos". *En: La sismicidad en la zona comprendida entre 40 N-44 N y 3 W-5 E NE de la Península Ibérica. Publ. Cátedra de Geofísica. Univ. Complutense*. 149-155.
- Ugalde, A., Pujades, L., Canas, J.A. (1995). "Quantitative study of intrinsic absorption and scattering attenuation in the Almeria Basin (Southeastern Iberian Peninsula)". *J. Geophys. Res. (Enviado)*.

- Vegas, R. y Banda, E. (1982). "Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula". *Earth. Evolution Sci.*, 4, 320-343.
- Vives, V. (1990). "Parámetros sísmicos de interés ingenieril en el Noroeste y Levante de la Península Ibérica. Aplicación a la zona de Ascó". *Tesis Doctoral, ETSICCPB, Universidad Politécnica de Cataluña.* 346 pp.
- Wiggins, R. (1972). "The general linear inverse problem: implications of surface waves and free oscillations for earth structure". *Rev. Space Phys.*, 10, 251-284.
- Yacoub, N.K. y Mitchell, B.J. (1977). "Attenuation of Rayleigh wave amplitudes across Eurasia". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 751-769.
- Yanovskaya, T. B. (1984). "Solution of the inverse problem of seismology for laterally inhomogeneous media". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 79, 293-304.
- Zeyen, H.J., Banda, E., Gallart, J. y Ansorge, J. (1985). "A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Cbandahain of eastern Spain". *Earth. Planet. Sc. Lett.* 75, 393-402.

CENTRO INTERNACIONAL DE METODOS NUMERICOS EN INGENIERIA

Lista de monografías publicadas en la Serie de Ingeniería Sísmica

Las monografías pueden adquirirse dirigiéndose al Departamento de Publicaciones del Centro Internacional de Métodos Numericos en Ingeniería, Edificio C1, Campus Norte UPC, c/ Gran Capitán s/n, 08034 Barcelona, teléfono: 93-401.60.37, Fax: 93-401-65-17.

- IS-1 *Qualitative Reasoning for Earthquake Resistant Buildings*, Luís M. Bozzo, 149 pp., ISBN 84-87867-36-7, 1993.
- IS-2 *Control predictivo en sistemas de protección sísmica de estructuras*, R. Andrade Cascante, J. Rodellar, F. López Almasa, 143 pp., ISBN 84-87867-37-5, 1993.
- IS-3 *Simulación numérica del comportamiento no lineal de presas de hormigón ante acciones sísmicas*, M. Galindo, J. Oliver, M. Cervera, 255 pp., ISBN 84-87867-38-3, 1994.
- IS-4 *Simulación del daño sísmico en edificios de hormigón armado*, A. Hanganu, A.H. Barbat, S. Oller, E. Oñate, 96 pp., ISBN 84-87867-40-5, 1994.
- IS-5 *Edificios con aislamiento de base no lineal*, N. Molinares, A.H. Barbat, 96 pp., ISBN 84-87867-41-3, 1994.
- IS-6 *Vulnerabilidad sísmica de edificios*, C. Caicedo, A.H. Barbat, J.A. Canas, 100 pp., ISBN 84-87867-43-X, 1994.
- IS-7 *Análisis de terremotos históricos por sus efectos*, J. R. Arango Gonzalez, 119 pp., ISBN 84-87867-44-8, 1994.
- IS-8 *Control activo no lineal de edificios con aislamiento de base*, A.H. Barbat, N. Molinares, J. Rodellar, 124 pp., ISBN 84-87867-46-4, 1994.
- IS-9 *Análise estocástica da resposta sísmica nao-linear de estruturas*, Alvaro A.M. F. Cunha, 199 pp., ISBN: 84-87867-47-2, 1994
- IS-10 *Definición de la acción sísmica*, A.H. Barbat, L. Orosco, J.E. Hurtado, M. Galindo, 122 pp., ISBN: 84-87867-448-0, 1994
- IS-11 *Sismología y peligrosidad sísmica*, J.A. Canas Torres, C. Pujades Beneit, E. Banda Tarradellas, 87 pp., ISBN: 84-87867-49-9, 1994
- IS-12 *Riesgo, peligrosidad y vulnerabilidad sísmica de edificios de mampostería*, F. Yépez, A.H. Barbat, J.A. Canas, 104 pp., ISBN: 84-87867-50-2, 1995
- IS-13 *Estudios de ingeniería sismológica y sísmica*, J.A. Canas, ISBN: 84-87867-57-X, 137pp, 1995
- IS-14 *Simulación de escenarios de daño para estudios de riesgo sísmico*, F. Yépez, A.H. Barbat y J.A. Canas, ISBN: 84-87867-58-8, 103pp, 1995

IS-15 *Diseño sismorresistente de edificios de hormigón armado*, L. Bozzo, A.H. Barbat,
ISBN: 84-87867-59-6, 185pp, 1995

Los autores interesados en publicar monografías en esta serie deben contactar con el editor para concretar las normas de preparación del texto.