

Estructura elàstica y anelàstica de la cuenca del mar Mediterràneo

Interpretaci3n de velocidades de grupo y coeficientes de atenuaci3n del modo fundamental de las ondas de Rayleigh

Memoria de Tesis Doctoral
Maria Dolors Mart3nez Santaf3

Directores: Dr. Josep A. Canas
Dr. Xavier Lana
Dr. Jos3 I. Badal

Departament d'Enginyeria del Terreny, Minera i Cartogràfica
Universitat Politècnica de Catalunya

... Pues voy a ver los límites de la fértil tierra,
a Océano, generador de dioses, y a la madre Thetis.

(Homero, *Iliada*)

Otros dicen que la tierra descansa sobre el agua,
ésta es la versión más antigua que se nos ha
transmitido, dada, según dicen, por Tales de Mileto,
a saber, la de que ésta [la tierra] se mantiene
en reposo porque flota, como si fuera
un madero o algo semejante.

(Aristóteles, *De Caelo*)

Pues dice [Tales] que el mundo es sostenido
por el agua y que cabalga como un barco y que
cuando se dice que *tiembla* se está en realidad
meciendo debido al movimiento del agua.

(Séneca, *Naturalium Quaestionum Libri Septem*)

Aquesta tesi ha estat enregistrada
amb el núm. 368

B C N. 6. 11. 98

Agraïments

El meu agraïment més sincer és, en primer lloc, per als Drs. Josep A. Canas, Xavier Lana i José I. Badal, directors d'aquest treball, per la molta atenció que hi han posat al llarg de la seva realització, pel seguiment puntual que n'han fet, per l'interés que en tot moment hi han mostrat, per tot l'ajut i la col·laboració que n'he rebut, per la seva permanent disponibilitat, per tot el que n'he après durant aquest temps. Però els voldria agrair també, i de manera molt especial al Dr. J. A. Canas, l'elecció d'un tema d'estudi que m'ha entusiasmat i que ha estimulat la meva curiositat i el meu desig de conèixer, un xic més, segurament, pel fet d'haver-ne estat el marc una regió que m'és pròpia, el mar Mediterrani.

Al Dr. Lluís Pujades li agraeixo els seus constants oferiments de col·laboració i l'interés que sempre ha mostrat envers el desenvolupament d'aquest treball, així com totes les estones que de tan bon grat ha dedicat a atendre les meves consultes, a resoldre qualsevol dubte que m'hagi sorgit o bé a ajudar-me en diversos aspectes concrets d'aquesta Tesi, com ara l'elaboració dels mapes o la utilització d'alguns programes de càlcul.

Durant les etapes preliminars d'aquest treball, quan encara era tan sols un projecte, els comentaris, les idees, els valuosos suggeriments del Dr. Gonzalo Payo i, en general, el gran interès que va manifestar envers el tema escollit van esdevenir essencials a l'hora d'iniciar aquest estudi i, per això, li estic molt sincerament reconeguda. Al Dr. G. Payo dec, igualment, les gestions personals que van propiciar la meva primera estada a Roma, a l'*Istituto Nazionale di Geofisica*, amb la finalitat d'adquirir els registres sísmics de la xarxa MEDNET, que havien de ser necessaris per a la realització d'aquest treball. A aquesta institució agraeixo profundament les moltes facilitats que se'm van donar per a l'obtenció de les dades.

A tots els membres de l'*Istituto Nazionale di Geofisica*, investigadors, becaris, tècnics informàtics i administratius, a qui he tingut l'oportunitat de conèixer en alguna de les visites que he realitzat a Roma, els agraeixo l'amable acollida que sempre m'han

dispensat i l'ambient de treball tan agradable que hi he trobat. La col·laboració i l'ajut del Dr. Salvatore Mazza han estat especialment rellevants. En un primer moment, en la fase de selecció de la base de dades per a aquest estudi, per l'exhaustiva i puntual informació que m'anava proporcionant al respecte de les estacions MEDNET i els seus registres i, durant les meves estades a Roma, pel seu assessorament constant i, sobretot, pacient, en la tasca d'obtenció de les dades. Els Drs. Rodolfo Console, Andrea Morelli i Laura Beranzoli van manifestar, des dels seus inicis, un gran interès pel desenvolupament d'aquest treball i pels seus resultats. Salvatore, Silvia, Claudia, Alessandro, Marco i Geppi van mostrar sempre la millor disposició per a ajudar-me en tot allò que em calgués, amb ells vaig compartir molt bones estones i, també, vaig aprendre a parlar (una mica) i a estimar (molt) la seva llengua. *Grazie tante!*

A l'*Instituto Geográfico Nacional* agraeixo la tramesa de les dades de l'estació de San Pablo, de les quals ens hem servit, igualment, en aquest estudi. Gràcies a Juan Rueda i Miguel Tomé per atendre tan amablement les diverses consultes que, a aquest respecte, els he adreçat.

Una part molt important dels càlculs que s'han dut a terme en aquest treball no hauria estat possible sense els programes i subrutines proporcionats per la Dra. Tatiana B. Yanovskaya, de la Universitat de Sant Petersburg, i pel Dr. Robert B. Herrmann, de la Universitat de Saint Louis. Els programes de filtratge, amablement posats a la meua disposició pel Dr. Víctor Corchete una freda i plujosa vigília de Reis a Saragossa, i els seus encertats comentaris i suggeriments en tot allò que fa referència al tractament dels senyals, han estat, igualment, d'una gran utilitat. Gràcies, també, als Drs. Francisco J. Serón i Javier Sabadell per la seva imprescindible col·laboració a l'elaboració de les imatges tomogràfiques a color de l'estructura elàstica del mar Mediterrani que es presenten en aquest treball.

El meu sincer agraïment als Drs. Antoni M. Correig i Jaume Pous, els meus professors de Geofísica a la Facultat de Física de la Universitat de Barcelona. Que un dia comencés a manifestar el meu interès envers aquesta disciplina, és quelcom que, de ben segur, els dec. Agraeixo igualment als Drs. Manuel Navarro i Francisco Vidal l'interès mostrat pel desenvolupament d'aquest treball.

Aquesta Tesi s'ha dut a terme al Departament d'Enginyeria del Terreny, Minera i Cartogràfica, al qual agraeixo profundament les facilitats de tota mena que m'han donat per a la seva realització i els mitjans que han posat a la meua disposició. Engrescar-me amb aquest treball em va donar l'oportunitat de retrobar-m'hi amb l'Oriol Caselles i, també, de conèixer en Jaume Clapés, l'Arantza Ugalde i la Vega Pérez. El meu

reconeixement més sincer per a tots ells, perquè no me n'han mancat mai la col·laboració i el recolzament en tot allò que, durant la realització d'aquest treball, m'ha estat necessari, i també per les estones que, al llarg d'aquests anys, hem compartit.

Des del moment en què vaig començar aquest treball, vaig pensar que m'agradaria que aquestes pàgines s'obrissin amb alguns dels passatges que el mar Mediterrani va inspirar, fa ja molts segles, als pensadors i poetes clàssics. Això hauria estat del tot impossible sense la col·laboració del Dr. Josep Martínez, el meu germà, que, amb la seva exhaustiva i eficient recerca i amb la seva acurada selecció, ha cobert amb escreix les meves mancances al camp de les Lletres. Alguns pensaments eren certament notables i les frases que, finalment, han estat triades en són una mostra. Intuïa ja Tales de Mileto, d'alguna manera, la deriva continental?

L'estima, la comprensió, l'estímul i el recolzament de la meua mare, el Xavier i el Josep, i el record del meu pare, que sempre m'acompanyen i m'encoratgen, van fer possible que, un dia, trobés la il·lusió, l'energia i els ànims necessaris per a emprendre aquest treball, i són ells, també, els qui m'han ajudat a mantenir-los i a renovar-los, dia a dia, al llarg dels anys que he dedicat a la realització d'aquesta Tesi.

El meu agraïment a tots els amics i amigues que, en un temps o en un altre, d'una o altra manera, han contribuït a que aquest treball s'hagi dut a terme. Amb alguns d'ells havia començat a compartir, fa temps, l'interès per la recerca.

Gràcies també als companys de l'Escola Tècnica Superior d'Arquitectura de Barcelona i del Departament de Física Aplicada que m'han manifestat el seu suport i el seu interès pel desenvolupament d'aquest treball.

La realització d'aquest estudi ha estat finançada pels projectes MAR95-1916-CO2 i PB95-0777, de la Direcció General de Investigación Científica y Técnica, i pels projectes INTAS 93-92 i INTAS 93-92-ext.

Barcelona, setembre de 1998

Resumen

El objetivo principal del presente trabajo ha sido realizar un estudio, tan pormenorizado como fuera posible, de la estructura elástica y anelástica de la corteza y el manto superior de la cuenca del mar Mediterráneo, a partir del análisis de la propagación y la atenuación de las ondas Rayleigh que han viajado a través del área considerada.

La estructura elástica se ha investigado a partir de las velocidades de grupo aparentes del modo fundamental de las ondas Rayleigh, determinadas para un elevado número de trenes de ondas correspondientes a eventos regionales registrados en estaciones sísmicas ubicadas en el área mediterránea. Se seleccionaron unos 60 sismos del periodo 1990/93, cuyas características focales y de magnitud fueran las apropiadas, y se analizaron unos 200 sismogramas, de los cuales se utilizaron, finalmente, algo más de la mitad. La densidad y la homogeneidad del cubrimiento resultante han hecho posible obtener valores locales de la velocidad de grupo en los nudos de una malla de un grado de latitud por un grado de longitud. Tomando como punto de partida las curvas de dispersión locales, se han seguido dos procedimientos distintos de análisis. Por un lado, se ha realizado una regionalización automática de la cuenca mediterránea, en base a sus propiedades dispersivas, obteniéndose las curvas de dispersión promediadas y los modelos elásticos representativos de cada región. Por otra parte, se ha desarrollado una tomografía elástica con un grado notable de resolución, para lo cual se han invertido cerca de 450 curvas de dispersión locales. La interpolación de los modelos 1D asociados a cada una de las celdas en que se ha discretizado el dominio proporciona un modelo 3D de la estructura del sistema litosfera-astenosfera, que se muestra mediante diversos tipos de representación.

El estudio de la estructura anelástica se ha basado en los valores obtenidos de los coeficientes de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh mediante la aplicación del método de las dos estaciones, para un buen número de trenes de ondas registrados en estaciones situadas en el área mediterránea y correspondientes a eventos del periodo 1990/95. Se analizaron 320 señales, de las cuales la mitad se pudo utilizar, con lo que fue posible disponer de datos para 23 pares de estaciones. La

densidad del cubrimiento desaconsejó la definición de valores locales del coeficiente de atenuación, por lo que la estrategia seguida consistió en la inversión de las curvas de atenuación aparente, con el propósito de deducir modelos 1D de la estructura anelástica del medio entre cada par de estaciones. Las distintas trayectorias consideradas se han clasificado en unos pocos grupos, atendiendo a criterios de distribución geográfica, y, para cada uno de ellos, se han analizado las características de las curvas de atenuación aparente y los respectivos modelos anelásticos.

De los diversos resultados que se infieren de este estudio, destacaríamos, en primer lugar, las notables diferencias estructurales entre los sectores oriental y occidental de la cuenca mediterránea, especialmente significativas en los primeros 35 km, aunque son patentes hasta unos 50–60 km de profundidad. Anomalías negativas de la velocidad de cizalla, acompañadas de elevadas atenuaciones, caracterizan buena parte del Mediterráneo oriental, en este rango de profundidades, mientras que el área situada entre las penínsulas Italiana e Ibérica presenta las velocidades más altas y menores atenuaciones. En este sentido, nuestros resultados son consistentes con los de un buen número de estudios anteriores que, desde puntos de vista muy diversos, apuntan, en general, hacia una corteza más gruesa en el Mediterráneo oriental, donde el espesor de las capas sedimentarias sería considerable.

Otro aspecto relevante lo constituyen las notables variaciones en la posición de la astenosfera que se han detectado de unas a otras áreas del Mediterráneo, tal y como la gran complejidad de esta región hacía razonable esperar. La tomografía elástica permite situar el límite superior de la astenosfera, en promedio, a unos 75 km de profundidad, aunque el mayor espesor de la litosfera deducido bajo el norte de África, el arco de Sicilia-Calabria y la zona del arco Helénico constituiría la manifestación de los fenómenos asociados a la convergencia de las placas Africana y Euroasiática. El estudio de la estructura anelástica no sólo ha corroborado, en lo esencial, estas características, sino que también ha hecho posible observar, en el Mediterráneo occidental, ciertas heterogeneidades que bien podrían estar relacionadas con los episodios distensivos responsables de la apertura de cuencas neógenas, como el mar Tirreno o la cuenca Liguro-Provenzal.

A modo de conclusión, cabe resaltar la consistencia entre los principales rasgos estructurales que desde las dos vertientes de este estudio se han deducido, así como su encaje en el marco de los conocimientos actuales acerca de la tectónica y la estructura de la región mediterránea.

Indice

Agradecimientos	v
Resumen	ix
Indice	xi
Lista de figuras	xv
Lista de tablas	xxvii

Introducción	1
-------------------------------	----------

1 Introducción	3
---------------------------------	----------

1.1 Introducción	3
----------------------------	---

1.2 Objetivo y contenidos del trabajo	4
---	---

1.3 Resumen	8
-----------------------	---

2 Marco sismotectónico y estructural	11
---	-----------

2.1 Introducción	11
----------------------------	----

2.2 Tectónica de la región mediterránea	12
---	----

2.3 Sismicidad en la región mediterránea	13
--	----

2.4 Trabajos previos sobre la estructura de la región mediterránea	15
--	----

2.5 Resumen	19
-----------------------	----

Metodología	21
3 Selección y análisis de sismogramas	23
3.1 Introducción	23
3.2 Selección de sismogramas	24
3.3 Componentes de la señal sísmica	25
3.4 Técnicas digitales de filtrado	25
3.4.1 Técnica del filtro múltiple	26
3.4.2 Filtrado variable en el tiempo	28
3.5 Determinación de las velocidades de grupo	30
3.5.1 Corrección por el efecto anelástico	31
3.6 Determinación de los coeficientes de atenuación anelástica	32
3.7 Resumen	34
4 Técnicas de análisis de los datos	35
4.1 Introducción	35
4.2 Mapas de velocidades locales	36
4.3 Algoritmos de regionalización objetiva	40
4.4 Algoritmo de inversión estocástica	43
4.4.1 Inversión de las velocidades de grupo	48
4.4.2 Inversión de los coeficientes de atenuación	51
4.5 Resumen	55
Estructura elástica y anelástica del mar Mediterráneo	57
5 Base de datos	59
5.1 Introducción	59
5.2 Las estaciones sísmicas del proyecto MEDNET	60
5.3 Selección preliminar de eventos y análisis del cubrimiento	62
5.4 Registros utilizados en el estudio de la estructura elástica	65
5.4.1 Curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente	68
5.5 Registros utilizados en el estudio de la estructura anelástica	77
5.5.1 Coeficientes de atenuación aparente	85
5.6 Resumen	85

6	Estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo	87
6.1	Introducción	87
6.2	Mapas de velocidades de grupo locales	88
6.3	Regionalización objetiva de la cuenca mediterránea	105
6.4	Tomografía elástica de la cuenca mediterránea	117
6.4.1	Resolución e incertidumbre de las velocidades de cizalla	143
6.5	Resumen	157
7	Estructura anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo	159
7.1	Introducción	159
7.2	Estructura anelástica de la cuenca mediterránea	160
7.2.1	Primer grupo: trayectorias que parten de la estación KEG	161
7.2.2	Segundo grupo: trayectorias que parten de la estación PAB	173
7.2.3	Tercer grupo: trayectorias que parten de la estación MDT	179
7.2.4	Cuarto grupo: trayectorias entre MEB y BGY	185
7.3	Resumen	194
8	Síntesis y conclusiones	197
8.1	Introducción	197
8.2	Síntesis	197
8.3	Resultados y conclusiones sobre ellos	201
8.4	Conclusiones de carácter metodológico	205
8.5	Perspectivas futuras	207
	Bibliografía	213

Lista de figuras

- Figura 1.1** Esquema del procedimiento seguido en la investigación de la estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo 5
- Figura 1.2** Esquema de la metodología aplicada en el estudio de la estructura anelástica 7
- Figura 2.1** Distribución de la actividad sísmica en la región mediterránea ($m_b \geq 4.5$) durante el periodo 1950/1994, según el catálogo USGS 14
- Figura 3.1** Esquema del proceso de determinación de las velocidades de grupo experimentales 31
- Figura 5.1** Localización de las estaciones del proyecto MEDNET consideradas 61
- Figura 5.2** Respuesta instrumental de las estaciones del proyecto MEDNET 61
- Figura 5.3** Trayectorias entre sismos regionales y estaciones, correspondientes a los eventos y registros seleccionados, para el periodo 1990/93 63

- Figura 5.4** Cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones, para los eventos seleccionados en el periodo 1990/93 64
- Figura 5.5** Cubrimiento potencial proporcionado por el método de las dos estaciones, para los sismos seleccionados en el periodo 1990/95 64
- Figura 5.6** Trayectorias entre sismos regionales y estaciones, correspondientes a los registros utilizados en el estudio de la estructura elástica de la cuenca mediterránea 66
- Figura 5.7** (a) Registro obtenido en la estación AQU para el evento n° 26 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica 69
- Figura 5.8** (a) Registro obtenido en la estación BGY para el evento n° 26 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica 70
- Figura 5.9** (a) Registro obtenido en la estación BNI para el evento n° 12 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica 71
- Figura 5.10** (a) Registro obtenido en la estación KEG para el evento n° 26 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica 72
- Figura 5.11** (a) Registro obtenido en la estación MEB para el evento n° 28 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica 73
- Figura 5.12** (a) Registro obtenido en la estación TTE para el evento n° 24 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de

	Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica	74
Figura 5.13	(a) Registro obtenido en la estación VSL para el evento nº 10 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica	75
Figura 5.14	Cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones, para los sismos utilizados en el estudio de la estructura anelástica de la cuenca mediterránea	78
Figura 5.15	Componente Z de los registros obtenidos en las estaciones AQU y VSL para el evento nº 6 (Tabla 5.3). Las distancias epicentrales son las indicadas y el tiempo se cuenta a partir de la hora origen del sismo	82
Figura 5.16	Componente Z de los registros obtenidos en las estaciones TTE y VSL para el evento nº 18 (Tabla 5.3). Las distancias epicentrales son las indicadas y el tiempo se cuenta a partir de la hora origen del sismo	83
Figura 5.17	Componente Z de los registros obtenidos en las estaciones MEB y VSL para el evento nº 43 (Tabla 5.3). Las distancias epicentrales son las indicadas y el tiempo se cuenta a partir de la hora origen del sismo	84
Figura 6.1	Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 10 s y 20 s	89
Figura 6.2	Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 30 s y 40 s	90
Figura 6.3	Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 50 s y 60 s	91

Figura 6.4	Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 70 s y 80 s	92
Figura 6.5	Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 90 s y 100 s	93
Figura 6.6	Mapas de poder de resolución para los periodos de 10 s y 20 s	95
Figura 6.7	Mapas de poder de resolución para los periodos de 30 s y 40 s	96
Figura 6.8	Mapas de poder de resolución para los periodos de 50 s y 60 s	97
Figura 6.9	Mapas de poder de resolución para los periodos de 70 s y 80 s	98
Figura 6.10	Mapas de poder de resolución para los periodos de 90 s y 100 s	99
Figura 6.11	Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 10 s y 20 s	100
Figura 6.12	Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 30 s y 40 s	101
Figura 6.13	Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 50 s y 60 s	102
Figura 6.14	Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 70 s y 80 s	103
Figura 6.15	Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para	

periodos de 90 s y 100 s	104
Figura 6.16 Representación de las 6 regiones homogéneas obtenidas en la clasificación de la cuenca mediterránea	108
Figura 6.17 Región 1: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	109
Figura 6.18 Región 2: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	110
Figura 6.19 Región 3: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	111
Figura 6.20 Región 4: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	112
Figura 6.21 Región 5: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	113
Figura 6.22 Región 6: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	114

- Figura 6.23** (a) Modelo de velocidad de cizalla promediado para toda la cuenca mediterránea y diferencias máximas en las velocidades; (b) curvas de dispersión teóricas de las velocidades de grupo y de fase 117
- Figura 6.24** Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 3 y 10 km, respectivamente 119
- Figura 6.25** Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 15 y 20 km, respectivamente 120
- Figura 6.26** Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 25 y 35 km, respectivamente 121
- Figura 6.27** Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 45 y 65 km, respectivamente 122
- Figura 6.28** Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 95 y 130 km, respectivamente 123
- Figura 6.29** Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, a profundidades de 160 y 200 km, respectivamente 124
- Figura 6.30** Distribución espacial de las diferencias en las velocidades de cizalla, respecto del valor medio indicado, en el medio semiinfinito 125
- Figura 6.31** Distribución espacial de las discrepancias medias entre las

	curvas de dispersión locales y las curvas teóricas calculadas para los modelos deducidos por inversión	125
Figura 6.32	Distribución espacial de las velocidades de cizalla en la cuenca del mar Mediterráneo, a profundidades de 3, 10, 15, 20, 25 y 35 km	130
Figura 6.33	Distribución espacial de las velocidades de cizalla en la cuenca del mar Mediterráneo, a profundidades de 45, 65, 95, 130, 160 y 200 km	131
Figura 6.34	Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 33°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)	133
Figura 6.35	Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 35°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)	134
Figura 6.36	Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 37°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)	135
Figura 6.37	Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 39°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)	136
Figura 6.38	Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 41°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)	137
Figura 6.39	Velocidades de cizalla (km/s) en el perfil vertical a 43°N que se muestra en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km)	138

- Figura 6.40** Velocidades de cizalla (km/s) en los perfiles verticales a 7°E y 27°E que se muestran en el mapa. En horizontal se representa la longitud E y en vertical, la profundidad ($\times 10$ km) 141
- Figura 6.41** Imagen volumétrica de la estructura elástica de la cuenca mediterránea y sección longitudinal a 39°N (izquierda), cortes realizados para los rangos de velocidad que se indican (derecha) 142
- Figura 6.42** Kernel de resolución asociado a la capa 7 del modelo, para un punto arbitrario del dominio. Las líneas verticales indican los límites de esta capa 144
- Figura 6.43** Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 3 y 10 km, respectivamente 145
- Figura 6.44** Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 15 y 20 km, respectivamente 146
- Figura 6.45** Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 25 y 35 km, respectivamente 147
- Figura 6.46** Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 45 y 65 km, respectivamente 148
- Figura 6.47** Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 95 y 130 km, respectivamente 149

-
- Figura 6.48** Distribución espacial de los kernels de resolución, obtenida mediante el método del área relativa, para profundidades de 160 y 200 km, respectivamente 150
- Figura 6.49** Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 3 y 10 km, respectivamente 151
- Figura 6.50** Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 15 y 20 km, respectivamente 152
- Figura 6.51** Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 25 y 35 km, respectivamente 153
- Figura 6.52** Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 45 y 65 km, respectivamente 154
- Figura 6.53** Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 95 y 130 km, respectivamente 155
- Figura 6.54** Distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de cizalla determinadas a profundidades de 160 y 200 km, respectivamente 156
- Figura 7.1** Cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones, para los sismos utilizados en el estudio de la estructura anelástica del Mediterráneo (Fig. 5.14, repetida) 160
- Figura 7.2** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para

- el par BGY-KEG; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 162
- Figura 7.3** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-TTE; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 163
- Figura 7.4** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-KEG; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 164
- Figura 7.5** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BNI-KEG; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 165
- Figura 7.6** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-VSL; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 166
- Figura 7.7** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-PAB; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 167
- Figura 7.8** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-MEB; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 168
- Figura 7.9** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par KEG-MDT; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 169

- Figura 7.10** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par TTE-PAB; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 174
- Figura 7.11** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-TOL; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 175
- Figura 7.12** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-PAB; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 176
- Figura 7.13** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par VSL-PAB; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 177
- Figura 7.14** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MDT-TTE; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 180
- Figura 7.15** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-MDT; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 181
- Figura 7.16** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-MDT; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados 182
- Figura 7.17** (a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MDT-VSL; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución

	normalizados	183
Figura 7.18	(a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-BGY; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	187
Figura 7.19	(a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par BGY-VSL; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	188
Figura 7.20	(a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-VSL; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	189
Figura 7.21	(a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-MEB; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	190
Figura 7.22	(a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par MEB-VSL; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	191
Figura 7.23	(a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par AQU-BNI; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	192
Figura 7.24	(a) Curvas de atenuación aparente empírica y teórica para el par TTE-VSL; (b) modelo Q_β^{-1} obtenido por inversión; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados	193

Lista de tablas

Tabla 5.1	Estaciones del proyecto MEDNET consideradas en este estudio	60
Tabla 5.2	Eventos y estaciones utilizados en el estudio de la estructura elástica	67
Tabla 5.3	Eventos y pares de estaciones considerados en el estudio de la estructura anelástica	79
Tabla 5.4	Distancias entre pares de estaciones y, para cada uno de ellos, eventos considerados. El número del sismo corresponde al indicado en la tabla 5.3	81
Tabla 6.1	Varianza de las variables originales explicada por cada componente principal y fracción acumulada	106
Tabla 6.2	Evolución del índice de similitud con el número de grupos restantes	106
Tabla 7.1	Características más relevantes deducidas para las trayectorias que parten de la estación KEG (primer	

	grupo)	170
Tabla 7.2	Características más relevantes deducidas para las trayectorias que parten de la estación PAB (segundo grupo)	173
Tabla 7.3	Características más relevantes deducidas para las trayectorias que parten de la estación MDT (tercer grupo)	179
Tabla 7.4	Características más relevantes deducidas para las trayectorias clasificadas en el cuarto grupo	185

Introducción

1 Introducción

1.1 Introducción

Las ondas superficiales son un tipo particular de ondas sísmicas que se propagan paralelamente a la superficie de un medio. La propagación de ondas superficiales en un medio elástico fue identificada por primera vez en 1885 por Lord Rayleigh. Las ondas Rayleigh, así denominadas en su honor, y las ondas Love tienen su amplitud máxima en la superficie libre y ésta disminuye exponencialmente con la profundidad. La reducción en la amplitud es proporcional a la frecuencia, de manera que las ondas de alta frecuencia quedan confinadas cerca de la superficie, mientras que las ondas de largo periodo penetran a mayor profundidad antes de perder amplitud. Si las propiedades elásticas del medio varían con la profundidad, la disminución de amplitud de las ondas superficiales dará lugar al fenómeno de la dispersión, ya que las ondas de diferente frecuencia viajarán a distintas velocidades. Las ondas Love consisten en vibraciones transversales (interferencia de ondas S_H) y las ondas Rayleigh son movimientos elípticos en sentido retrógrado (interferencia de ondas P y S_V).

Las propiedades de las ondas superficiales las convierten en una valiosa fuente de información sobre la estructura de la Tierra. El estudio de la dispersión de sus velocidades de fase y grupo y de sus características de atenuación constituye una buena herramienta para inferir la estructura elástica y anelástica de la corteza y del manto superior. Sin embargo, lo cierto es que no son los más frecuentes, en modo alguno, los

trabajos acerca de la estructura elástica y anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo que se basan en el análisis de la propagación y la atenuación de las ondas superficiales y, en cualquier caso, raramente los estudios han tenido como marco la propia cuenca mediterránea. Ciertas zonas reducidas y concretas de la región mediterránea o, por el contrario, otras que exceden ampliamente su extensión han sido, principalmente, los objetivos elegidos.

El planteamiento de un estudio estructural, tan pormenorizado como sea posible, basado en la propagación y la atenuación de las ondas superficiales, no es, pues, en modo alguno injustificado, ya que, a buen seguro, de él se derivará un buen bagaje de información que permitirá mejorar sustancialmente nuestro conocimiento acerca de la cuenca mediterránea. El momento parece, asimismo, oportuno. Por una parte, las estaciones sísmicas del proyecto MEDNET¹ nos ofrecen la posibilidad de disponer de registros digitales de banda ancha de alta calidad. Por otra, el nivel de desarrollo alcanzado durante los últimos años en la metodología y en las técnicas de tratamiento de los datos permite extender los análisis de las características dispersivas y atenuativas de las ondas superficiales a un amplio intervalo de periodos y obtener, a partir de esta información, modelos de la estructura elástica y anelástica de la corteza y el manto superior.

1.2 Objetivos y contenidos del trabajo

El objetivo del presente estudio consiste en investigar la estructura elástica y anelástica del sistema litosfera-astenosfera bajo la cuenca del mar Mediterráneo, a partir del análisis de la propagación y la atenuación de las ondas de Rayleigh que han viajado a través del área estudiada. La base de datos de que nos hemos servido consta de un elevado número de registros digitales proporcionados por las estaciones sísmicas del proyecto MEDNET (BOSCHI *et al.*, 1988, 1991a, 1991b; GIARDINI *et al.*, 1992) ubicadas en algunos países mediterráneos. Los fundamentos teóricos, esto es, las características

¹ MEDITERRANEAN NETWORK, red de estaciones *very-broad-band* que el *Istituto Nazionale di Geofisica* de Italia, con sede en Roma, viene instalando desde 1989 en los países mediterráneos.

de propagación y de atenuación de las ondas superficiales, son sobradamente conocidas (OFFICER, 1974; AKI and RICHARDS, 1980) y las técnicas aplicadas están ampliamente contrastadas y aceptadas. A título de ejemplo, podríamos citar algunos estudios recientes acerca de la estructura elástica de la península Ibérica (BADAL *et al.*, 1990, 1992, 1993, 1996; PAYO *et al.*, 1992a, 1992b; CORCHETE *et al.*, 1993, 1995; LANA *et al.*, 1997) y otros referidos a su estructura anelástica (CANAS *et al.*, 1988; CASELLES, 1995; CASELLES *et al.*, 1997; LANA *et al.*, 1998).

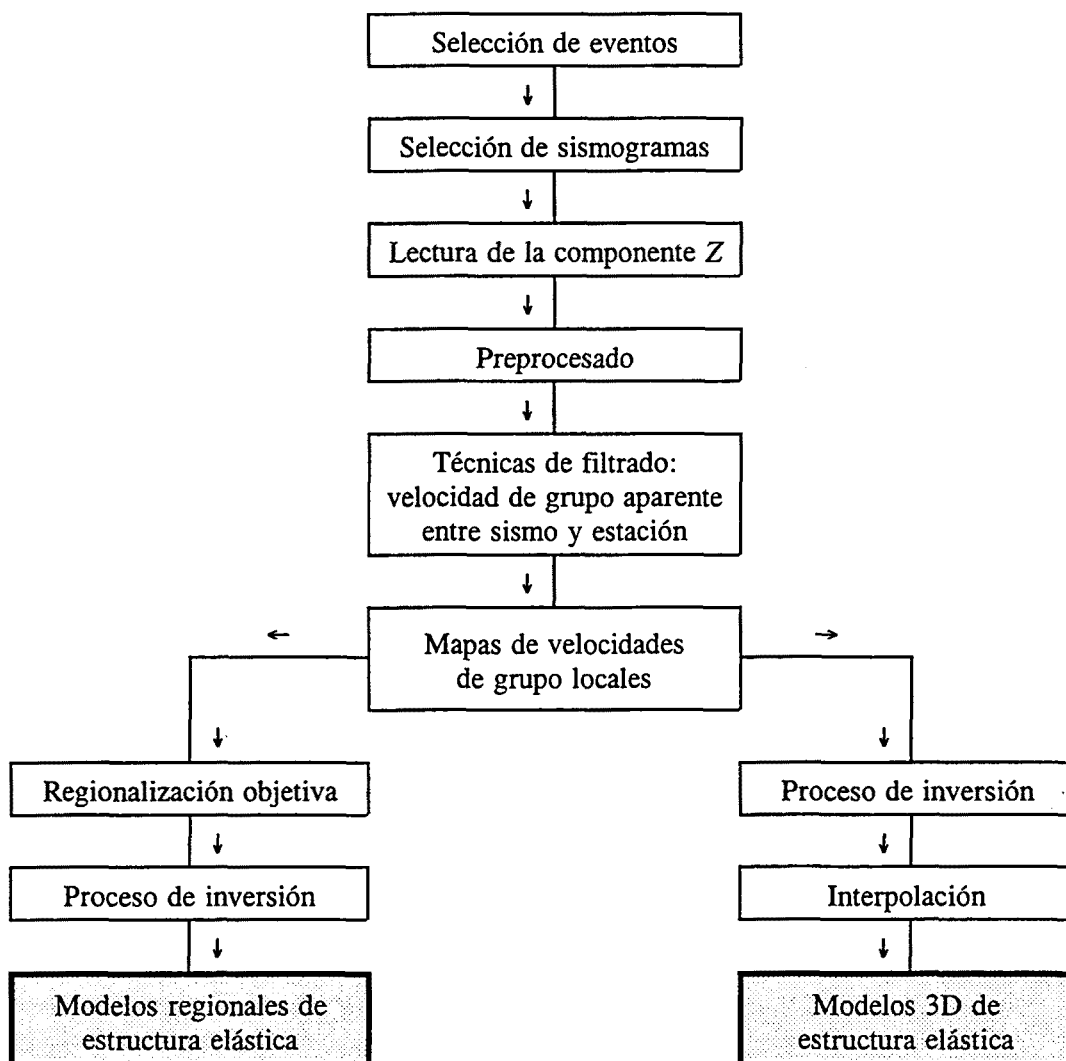


Fig. 1.1 Esquema del procedimiento seguido en la investigación de la estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo

El estudio de la estructura elástica de la cuenca mediterránea se basará en el análisis de la dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh que se han propagado a través del área considerada. El proceso que se ha seguido viene esquematizado en el diagrama de la figura 1.1. Por lo que se refiere a la base de datos utilizada, se han seleccionado terremotos cuyo epicentro se halla en la propia región y que han sido registrados por las estaciones de la red MEDNET. Las trayectorias sísmicas entre eventos y estaciones así obtenidas proporcionan un cubrimiento notablemente denso y bastante homogéneo de la cuenca del mar Mediterráneo, lo cual ha hecho posible la definición de valores locales de la velocidad de grupo, a partir de las velocidades aparentes a lo largo de las trayectorias, que han sido determinadas con la ayuda de diversas técnicas de filtrado. Una vez construidas las curvas de dispersión locales, se ha abordado, por un lado, una regionalización objetiva del dominio mediterráneo, en base a sus propiedades dispersivas, haciendo uso de algoritmos de *clustering*, y se han obtenido modelos elásticos regionales, a partir de la inversión de las curvas de dispersión representativas de cada región. Por otra parte, se ha realizado una tomografía elástica de la cuenca mediterránea, mediante la inversión de las curvas de dispersión locales. Ello nos ha permitido deducir modelos 1D para los diferentes puntos de una malla, a partir de los cuales, y mediante interpolación, la elaboración de un modelo 3D de la estructura elástica es inmediata.

Conviene mencionar que, debido al número y a la ubicación de las estaciones sísmicas de la red MEDNET y a su periodo de operación, todavía bastante breve, el cubrimiento que resulta de la aplicación de un método de dos estaciones, aún siendo aceptable, no alcanza, con mucho, el mismo grado de densidad y homogeneidad que el cubrimiento que nos ha proporcionado la consideración de eventos regionales. Es éste el motivo de que no se optara por el método de las dos estaciones en el estudio de la estructura elástica, puesto que no hubiera sido posible un análisis ni tan completo ni tan pormenorizado como el que se ha desarrollado.

La estructura anelástica se investigará a partir del análisis de los coeficientes de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, determinados, como no puede ser de otra manera, si los mecanismos focales no son perfectamente conocidos, mediante la aplicación del método de las dos estaciones a trenes de ondas

Rayleigh que corresponden, en su mayoría, a eventos a distancia media y larga. La figura 1.2 ilustra el procedimiento seguido en esta parte del trabajo. A diferencia del caso anterior, las características del cubrimiento proporcionado por los datos disponibles han desaconsejado, a nuestro juicio, la definición de valores locales de los coeficientes de atenuación, por lo que no ha sido posible abordar una regionalización objetiva, en términos de las propiedades atenuativas, y la obtención de modelos anelásticos regionales. El estudio de la estructura anelástica de la cuenca mediterránea se ha basado, pues, en las curvas de atenuación aparente, determinadas para cada uno de los pares de estaciones considerados. De la inversión de las curvas de atenuación se obtienen modelos 1D para el medio entre las dos estaciones. La interpolación de estos modelos conduciría, si la densidad de trayectorias así lo aconsejara, a la elaboración de un modelo 3D de la estructura anelástica.

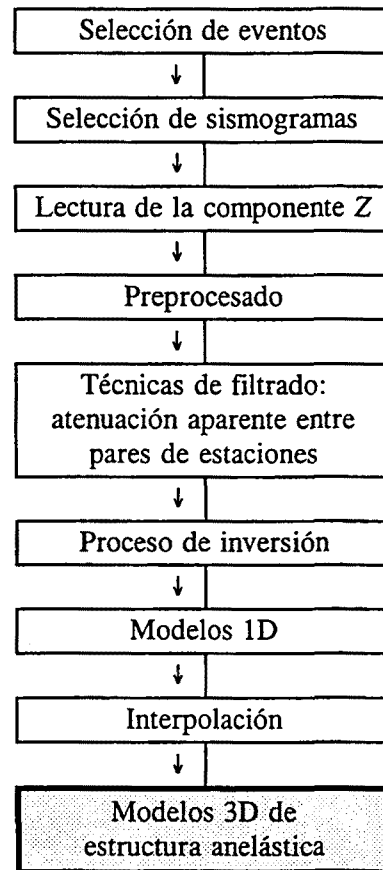


Fig. 1.2 Esquema de la metodología aplicada en el estudio de la estructura anelástica

La presente memoria se ha estructurado en tres partes. En la primera de ellas, de carácter introductorio, además del planteamiento del estudio y del establecimiento de los objetivos, así como de las estrategias a seguir (capítulo 1), se lleva a cabo una revisión somera de la información que, sobre la región mediterránea, puede hallarse en la literatura, tanto desde el punto de vista sismotectónico como estructural (capítulo 2).

La segunda parte se dedica a la metodología aplicada para la realización de este trabajo. En el capítulo 3 se describen los aspectos a tener en cuenta a la hora de seleccionar una base de datos apropiada para un estudio tomográfico, así como las técnicas que se han utilizado en el análisis de los registros sísmicos, con el propósito de determinar, bien

la curva de dispersión de la velocidad de grupo aparente, bien los coeficientes de atenuación aparente, para cada una de las trayectorias sísmicas consideradas. El capítulo 4 describe los métodos que se han aplicado para obtener de estos datos experimentales la información que puedan proporcionarnos. La elaboración de los mapas de velocidades de grupo locales, para cada periodo, y de su poder de resolución; los algoritmos de regionalización objetiva, que permiten realizar una clasificación automática del dominio en unas cuantas regiones homogéneas, atendiendo sólo a sus propiedades dispersivas, sin consideraciones tectónicas previas que pudieran introducir alguna subjetividad en el análisis; y la determinación de las estructuras elástica o anelástica, mediante el proceso de inversión de las velocidades de grupo o de los coeficientes de atenuación, respectivamente, son los aspectos metodológicos que aborda este capítulo.

La tercera parte constituye el núcleo fundamental del trabajo, puesto que en ella se analizan e interpretan los datos experimentales, de acuerdo con los métodos descritos en la segunda parte, se obtienen los resultados y se lleva a cabo, asimismo, su discusión y valoración. El capítulo 5 describe en detalle la base de datos utilizada, tratando aspectos como la procedencia de estos datos, los criterios aplicados en su selección, de acuerdo con los objetivos formulados y con la metodología que se va a aplicar, o el análisis del cubrimiento de la región a estudiar, entre otros. La presentación y la discusión de los resultados, así como su ubicación dentro del marco del conocimiento actual sobre la estructura de la cuenca mediterránea, se realiza en el capítulo 6, por lo que se refiere a la estructura elástica, y en el capítulo 7, en relación a la estructura anelástica. Finalmente, el capítulo 8 recoge una breve síntesis del trabajo, establece las conclusiones, tanto desde el punto de vista metodológico, como de la propia valoración de los resultados, y apunta posibles líneas de investigación que, en el futuro, podrían conducirnos a profundizar en el conocimiento de la cuenca del mar Mediterráneo.

1.3 Resumen

En este primer capítulo, de carácter introductorio, se realiza una presentación del estudio, su planteamiento, sus objetivos y las estrategias que se van a seguir, así como una breve descripción de los contenidos de la memoria. El propósito de este trabajo es

investigar la estructura elástica y anelástica del sistema litosfera-astenosfera en la cuenca del mar Mediterráneo, a partir del análisis de la propagación y la atenuación de las ondas de Rayleigh que han viajado a través del área considerada. La base de datos utilizada consta de un elevado número de registros digitales de banda ancha proporcionados por las estaciones sísmicas del proyecto MEDNET, instaladas en países mediterráneos. El estudio de la estructura elástica se basa en la dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, medida a lo largo de trayectorias sísmicas entre eventos regionales y las estaciones de la red. Además de una tomografía elástica, que ha permitido obtener un modelo 3D con un grado notable de resolución, se ha realizado una regionalización objetiva y automática del dominio mediterráneo, de acuerdo con sus propiedades dispersivas. La estructura anelástica se ha investigado a partir de los coeficientes de atenuación aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, determinados mediante el método de las dos estaciones. Un cubrimiento menos denso y homogéneo que el proporcionado por los sismos regionales ha condicionado, en este caso, el camino a seguir. De la inversión de las curvas de atenuación aparente se deducen modelos 1D de la estructura anelástica para el medio entre cada par de estaciones, que son analizados y comparados entre ellos, y relacionados con los principales rasgos estructurales puestos de manifiesto por la tomografía elástica. Una revisión de las características sismotectónicas y estructurales de la región mediterránea y de los aspectos metodológicos implicados en la realización de este trabajo, junto con la exposición y discusión pormenorizadas de la base de datos utilizada, de los resultados obtenidos y de las conclusiones que de ellos se derivan configuran los contenidos de la presente memoria.

2 Marco sismotectónico y estructural

2.1 Introducción

En la década de los 60 tiene lugar una verdadera revolución en las ciencias de la Tierra. Durante los últimos años, diversos grupos venían trabajando, de manera independiente, en el levantamiento de la topografía de los suelos oceánicos; en la medición del campo magnético en los suelos marinos; en el establecimiento de la cronología del campo magnético terrestre, utilizando la memoria magnética de las rocas de los continentes y su edad radiométrica; y en la determinación de los hipocentros y mecanismos focales de los terremotos. Los resultados de estas líneas de experimentación y observación confluyeron hacia la formulación de la teoría de la *tectónica de placas*, que confirmaría la hipótesis de la deriva continental formulada por Wegener en 1912.

A partir de entonces, el aspecto exterior y la estructura interna de la Tierra se contemplan desde una óptica nueva. Ya no hay lugar para concepciones inmovilistas. La configuración actual de la Tierra, de su exterior y de su interior, es consecuencia de la evolución de los procesos tectónicos y geodinámicos. Pero esta evolución no se detiene, y las estructuras actuales serán destruidas o modificadas, y se crearán otras nuevas, y estos procesos dejarán huellas cuyo seguimiento deberá permitirnos reconstruir su curso en el tiempo. Así pues, la teoría de la expansión del suelo oceánico, la deriva continental y la tectónica de placas constituyen el marco de referencia en el cual inscribir los conocimientos actuales sobre la sismotectónica y la estructura de la región mediterránea.

2.2 Tectónica de la región mediterránea

La región mediterránea es una zona fronteriza, bastante compleja, entre las placas Africana y Euroasiática, y su tectónica está gobernada por la convergencia entre ambas. El dominio mediterráneo es una amplia y cambiante zona formada por distintos bloques atrapados entre las dos grandes placas continentales relativamente rígidas. Para delinear y comprender las principales características tectónicas actuales de esta región, es preciso señalar las grandes etapas del movimiento relativo entre Africa y Eurasia durante los últimos 200 Ma (millones de años), a partir de la ruptura del supercontinente Pangea. Es interesante anotar que existe una ausencia prácticamente total de huellas en la propia región mediterránea que permitan deducir su evolución, puesto que viene mermándose desde hace 180 Ma y la mayoría de las antiguas zonas oceánicas han desaparecido. Por este motivo, deben buscarse elementos de estudio en otros océanos. Es, en concreto, el análisis de la apertura del océano Atlántico y de sus consecuencias sobre el área mediterránea el que hace posible reconstruir la evolución de esta última.

Desde las primeras determinaciones cinemáticas cuantitativas, a partir de la distribución de las anomalías magnéticas en el Atlántico (PITMAN and TALWANI, 1972), se han llevado a cabo numerosos trabajos (MCKENZIE, 1972; DEWEY *et al.*, 1973, 1989; BIJU-DUVAL *et al.*, 1977; LE PICHON *et al.*, 1977; KRISTOFFERSEN, 1978; PATRIAT *et al.*, 1982; LIVERMORE and SMITH, 1985; SAVOSTIN *et al.*, 1986; BONNIN and OLIVET, 1988; PHILIP, 1988; WESTAWAY, 1990; SRIVASTAVA *et al.*, 1990; ALBARELLO *et al.*, 1992, entre otros), cuyos resultados han permitido establecer las posiciones relativas de las diferentes masas continentales.

En el marco de la apertura del océano Atlántico, pueden distinguirse dos grandes etapas de movimiento relativo entre Africa y Eurasia. Durante la primera época, hasta hace unos 80 Ma, y como consecuencia inmediata de la apertura del Atlántico, la placa Africana se desplaza en dirección SE respecto a Eurasia y América del Norte. Este movimiento relativo ocasiona una extensión de la corteza hercínica que ocupa el área mediterránea, dando lugar a la formación de cuencas oceánicas o de corteza continental adelgazada. En el periodo Aptiense (110 Ma), la región mediterránea consiste en una compleja yuxtaposición de numerosos bloques continentales y pequeñas cuencas, imagen

que contrasta con el gran dominio oceánico del Thetys en el lejano Oriente. Durante esta época distensiva o de *rift*, tiene lugar una importante acumulación de secuencias sedimentarias. Nos hallamos en la fase preorogénica alpina.

Hace unos 80 Ma, un cambio en la dirección del desplazamiento relativo entre Eurasia y América del Norte marca el final del episodio distensivo y el inicio de la orogenia alpina, responsable de la formación de las grandes elevaciones actuales en el Mediterráneo. El movimiento transcurrente de Africa respecto a Eurasia pasa a ser convergente, al cambiar a una dirección N-S o NNE-SSW, que se mantiene esencialmente invariable hasta nuestros días. La convergencia se pone de manifiesto en mecanismos de colisión, de los cuales son reflejo los edificios alpinos; de subducción, como en el arco del Egeo (PAPAZACHOS, 1988), y en otros mecanismos intermedios, que ilustran la transición, en diferentes periodos, entre subducción y colisión. Son ejemplos Túnez (PHILIP *et al.*, 1986), la Cordillera Bética (BOUSQUET et PHILIP, 1986) y los Apeninos y el arco de Calabria (PHILIP, 1987; PHILIP, 1988).

Aunque el acercamiento entre Eurasia y Africa continúa en la actualidad, existen evidencias geofísicas y geológicas de la presencia simultánea de episodios distensivos en el Mediterráneo que, en su parte occidental, tienen una manifestación clara en la apertura de cuencas neógenas, como el mar de Alborán (HATZFELD, 1976; TORNÉ and BANDA, 1992), la depresión de Valencia (PASCAL *et al.*, 1992; VIDAL, 1995), el mar Tirreno (PHILIP, 1987) o la cuenca Liguro-Provenzal (PASCAL *et al.*, 1993), entre otras.

2.3 Sismicidad en la región mediterránea

La sismicidad constituye una instantánea, a escala geológica, de la evolución tectónica de una región. Esta historia tectónica es la que proporciona los elementos necesarios para comprender la situación presente. Así, el relativamente alto nivel de sismicidad en la región mediterránea es debido al movimiento convergente de las placas Euroasiática y Africana, con algunos pequeños bloques atrapados entre ellas. No queda ya demasiado dominio oceánico por consumir en zonas de subducción bien desarrolladas, por lo que, como cabe esperar en una situación como ésta, la actividad sísmica se distribuye en una

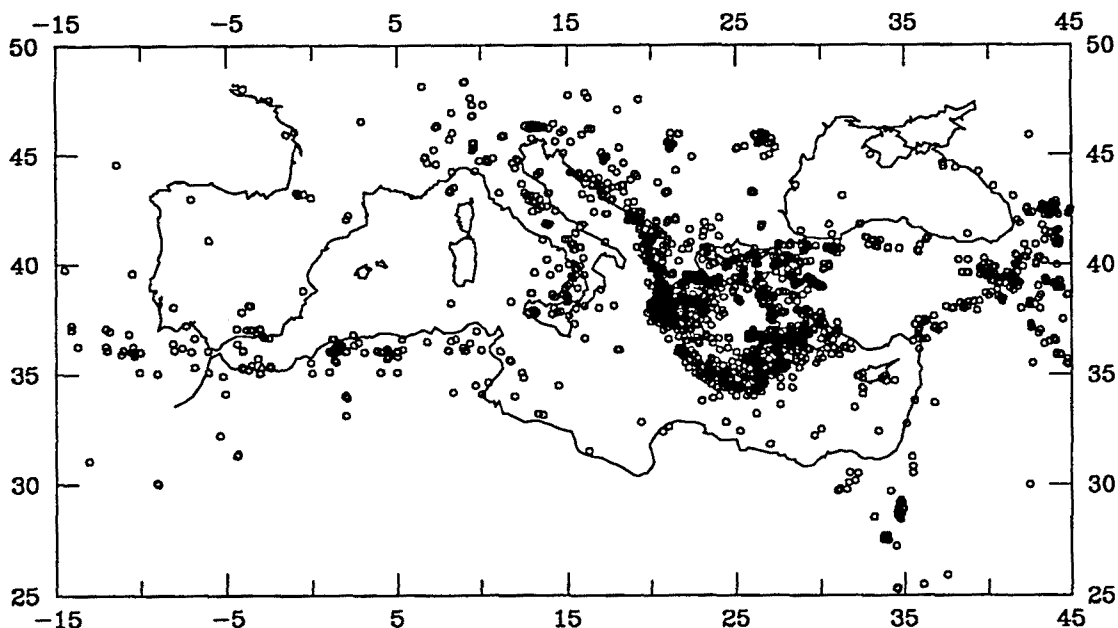


Fig. 2.1 Distribución de la actividad sísmica en la región mediterránea ($m_b \geq 4.5$) durante el periodo 1950/1994, según el catálogo USGS

extensa zona, con patrones de tipo continental y oceánico entremezclados (BONNIN and OLIVET, 1988). La figura 2.1 muestra la localización epicentral de los eventos, de magnitud igual o superior a 4.5, registrados en la región mediterránea entre 1950 y 1994, de acuerdo con el catálogo de sismicidad USGS¹.

Viniendo desde el oeste, la alineación principal de los terremotos según la dirección W-E dibuja aproximadamente la falla Azores-Gibraltar. Aunque la alineación predominante W-E se prolonga en el Mediterráneo occidental a lo largo del norte de Africa y sur de España hasta la costa de Túnez, donde enlaza con la actividad del arco de Sicilia-Calabria, la sismicidad va haciéndose más dispersa. En la península Ibérica, son de destacar las zonas de las Béticas y los Pirineos, notablemente activas, la primera más que la segunda. Esta actividad es, en su mayoría, de magnitud inferior a la representada en la figura 2.1 (MEZCUA y MARTÍNEZ-SOLARES, 1983; UDÍAS y BUFORN, 1985).

Hacia el este, la sismicidad se encuentra ampliamente distribuida en una extensa zona, aunque pueden observarse importantes concentraciones de eventos en los Alpes, los Apeninos y el arco de Sicilia-Calabria (PHILIP, 1987). Mención aparte merece el mar

¹ United States Geological Survey.

Egeo y las áreas circundantes, que constituyen la región más activa de todo el Mediterráneo. Casi todos los años se produce al menos un terremoto de magnitud igual o superior a 6.5 en esta región relativamente reducida. La zona sísmicamente activa rodea una pequeña área de escasa actividad (Fig. 2.1). La rama meridional está claramente asociada con el arco Helénico, mientras que la rama septentrional enlaza regiones muy activas de Albania, sur de la antigua Yugoslavia, sur de Bulgaria, Grecia central y el noroeste de Turquía, a través del norte del mar Egeo (PAPAZACHOS, 1988). Más hacia el este, la actividad sísmica afecta a extensas zonas de Turquía, con una cierta tendencia a concentrarse en algunas alineaciones, como el *rift* del Jordán o la falla de Anatolia Oriental.

En definitiva, la actividad sísmica en el área mediterránea y su distribución dan cuenta de la complejidad de esta región. Aparte de la alineación de terremotos que indica el contacto principal entre las placas Euroasiática y Africana, más hacia el este, donde la actividad sísmica es mayor e implica zonas mucho más extensas, la definición de los límites entre placas ya no es tan clara, por lo que, quizás, la región mediterránea debería ser contemplada más como un continuo bajo deformación que como un conjunto de microplacas separadas por fronteras bien definidas (BONNIN and OLIVET, 1988).

2.4 Trabajos previos sobre la estructura de la región mediterránea

La estructura elástica de la región mediterránea ha venido siendo objeto de estudio desde hace algunas décadas y, de hecho, son numerosos los trabajos que sobre este particular, y desde ópticas muy diversas, están siendo publicados durante los últimos años. No es similar la situación, sin embargo, por lo que se refiere a su estructura anelástica, a la cual, ciertamente, no se le ha dedicado especial atención. Tal y como ha sido ya mencionado anteriormente, no son los más frecuentes, entre estos estudios, los basados en el análisis de la propagación y la atenuación de las ondas superficiales. No ha sido nuestro propósito realizar aquí una revisión en extremo exhaustiva de la literatura, sino, tan solo, ofrecer unas pocas pinceladas de lo que, en los últimos tiempos, hemos podido conocer, desde diferentes perspectivas, al respecto de la estructura de la región mediterránea.

VALLE (1951) estudió la estructura de la corteza en el Mediterráneo centro-occidental y en el Adriático a partir de las velocidades de grupo de las ondas de Love. PAYO (1967, 1969) determinó las velocidades aparentes de grupo y de fase de las ondas de Rayleigh y de Love para un conjunto de trayectorias sísmicas a través del Mediterráneo; realizó una regionalización subjetiva del dominio, atendiendo a las características dispersivas observadas; y obtuvo una primera aproximación a la estructura elástica de la cuenca mediterránea, que ponía de manifiesto diferencias significativas entre las zonas oriental y occidental. PANZA *et al.* (1980) y CALCAGNILE and SCARPA (1985) llevan a cabo estudios, a escala europea y mediterránea, del sistema litosfera-astenosfera, basados en datos de ondas superficiales e internas. CALCAGNILE *et al.* (1982), a partir del análisis de la dispersión de las ondas Rayleigh, investigan la estructura litosférica en el área del Mediterráneo centro-oriental. CALCAGNILE and PANZA (1990) amplían, posteriormente, este estudio al Mediterráneo occidental. GOBARENKO *et al.* (1987) elaboran mapas de velocidades de grupo locales de las ondas Rayleigh en el SE de Europa, Asia Menor y parte del Mediterráneo oriental, a partir de las velocidades de grupo aparentes determinadas para un conjunto de trayectorias que atraviesan la región. SNIEDER (1988*a*, 1988*b*) estudia las heterogeneidades laterales en Europa y parte del Mediterráneo, mediante la inversión de las formas de ondas superficiales telesísmicas, lo cual le permite obtener mapas de perturbaciones relativas de las velocidades de fase para diversos periodos de referencia, a partir de los cuales deduce un modelo de dos capas (0–100 km y 100–200 km) de las variaciones relativas en la velocidad de cizalla. Recientemente, MARTÍNEZ *et al.* (1997) realizan una regionalización objetiva preliminar de la cuenca mediterránea, en términos de las velocidades de grupo del modo fundamental de las ondas de Rayleigh, y obtienen las curvas de dispersión medias que caracterizan a cada región. También a partir de la dispersión de las ondas de Rayleigh, KALOGERAS and BURTON (1996) estudian la región del mar Egeo.

Los estudios basados en la atenuación de las ondas superficiales no son tan escasos en otras zonas del globo como lo son en la región mediterránea. Así, podemos hallar, en la literatura, trabajos referidos al océano Pacífico (CANAS and MITCHELL, 1978; CANAS *et al.*, 1980); al Atlántico (CANAS, 1980; CANAS, 1981; CANAS, 1982; CANAS and MITCHELL, 1981) o la península Ibérica (CANAS *et al.*, 1988; CASELLES, 1995;

CASELLES *et al.*, 1997); mientras que, por lo que se refiere a la cuenca mediterránea, encontramos a ROCAMORA (1992) y ROCAMORA *et al.* (1990), que obtienen modelos medios de la estructura elástica y anelástica, a partir de la inversión de las velocidades de grupo y los coeficientes de atenuación aparentes de las ondas Rayleigh obtenidos para trayectorias que atraviesan el Mediterráneo en dirección E-W.

Por lo que se refiere a experimentos de sísmica de refracción y reflexión, podemos citar algunos estudios que cubren diversas áreas del Mediterráneo y que informan sobre las características del medio en esta zona, hasta profundidades que exceden en muy pocos kilómetros el Moho. En relación a la estructura de las capas más superficiales, mencionaremos, a título de ejemplo, los trabajos de FINETTI and MORELLI (1972); los de AUZENDE *et al.* (1974), circunscritos al área de Túnez y el canal de Cerdeña; los de NICOLICH (1985) y TORELLI *et al.* (1985), en el marco del proyecto europeo *Geotraverse*, y los de JURADO and COMAS (1992), referidos a la zona del mar de Alborán. La realización de experimentos de sísmica de refracción ha permitido establecer el carácter de la corteza en determinadas zonas de la región mediterránea, especialmente, en su parte occidental. Las estructuras de carácter continental observadas en Túnez, Córcega y Cerdeña (BANDA *et al.*, 1985), tienen continuidad a través del canal de Cerdeña (MARTÍNEZ and LANA, 1991). Otras zonas del Mediterráneo de tipo continental son el mar de Alborán (HATZFELD, 1976, 1978; TORNÉ and BANDA, 1992) y el norte del mar Balear (BANDA *et al.*, 1980), así como los márgenes de la cuenca Liguro-Provenzal, aunque hacia el centro, de manera gradual, la cuenca pasa a ser de tipo oceánico (FINETTI and MORELLI, 1973; BURRUS, 1984; PASCAL *et al.*, 1993). También presenta carácter oceánico el sur del mar Balear (BANDA *et al.*, 1980).

Son numerosos los trabajos recientes que, basados en la propagación de las ondas internas, han tenido como objetivo el estudio de la estructura de la corteza y el manto superior de diversas zonas del área mediterránea, o bien que han incluido esta región dentro de un marco más amplio. Los residuos en los tiempos de llegada de las ondas *P* son utilizados por SPAKMAN (1991) para realizar una tomografía del manto superior bajo Europa, Asia Menor y parte del Mediterráneo; por PLOMEROVÁ (1997), para estudiar la estructura elástica y la anisotropía del manto superior bajo Italia, el sur de los Balcanes y el mar Egeo; por GOBARENKO *et al.* (1990), para deducir modelos 3D

de velocidad de las ondas P en el Mediterráneo occidental; por CHRISTOVA and NIKOLOVA (1993), para estudiar la estructura profunda en la región del mar Egeo, y por DRAKATOS *et al.* (1997), para deducir la estructura cortical bajo Grecia y las áreas circundantes. ALESSANDRINI *et al.* (1997) realizan un estudio tomográfico de la estructura elástica en el Mediterráneo central, en las regiones de los mares Jónico y Egeo, juntamente con una relocalización hipocentral, utilizando, para ello, los datos de tiempos de propagación de las ondas P correspondientes a un elevado número de eventos locales. LE MEUR *et al.* (1997) realizan un estudio tomográfico a pequeña escala en el golfo de Corinto, mediante la inversión conjunta de los tiempos de propagación de las ondas P y S y de la localización de los terremotos. Esta misma zona ha sido, asimismo, investigada por CHOULIARAS *et al.* (1997), a partir de sondeos magnetotelúricos. Otros estudios a escala local son, por ejemplo, los de LIGDAS *et al.* (1990) y DRAKATOS and DRAKOPULOS (1991), sobre la estructura de la corteza y el manto superior en la región del mar Egeo; el de PAROLAI *et al.* (1997), referente a la velocidad de las ondas compresionales en la frontera entre la corteza y el manto en la zona del NW de Italia, a partir de tiempos de llegada de fases P_n ; el de CIMINI and DE GORI (1997), sobre la estructura del manto superior bajo Italia, mediante la inversión de los tiempos de propagación de las ondas P generadas por telesismos; o el de ALESSANDRINI *et al.* (1995), que realizan una tomografía elástica de la corteza en Italia, a partir de datos de sismicidad local y regional.

Por lo que se refiere, finalmente, a estudios cuyo objetivo esté relacionado con las características atenuativas del área mediterránea, lo cierto es que no son abundantes, ni tampoco exhaustivos. Existen algunos trabajos, relativos a la región del mar Egeo (HASHIDA *et al.*, 1988; STAVRAKAKIS *et al.*, 1997) y a Grecia (PAPAZACHOS, 1992), basados en la inversión de datos de intensidad sísmica; una estimación de un valor promedio del factor de calidad intrínseco de las ondas de cizalla en el mar de Creta, a partir del establecimiento de una relación amplitud-frecuencia para diversos eventos registrados en estaciones sísmicas de este área (KOVACHEV *et al.*, 1991); o bien algunos estudios de la propagación de las ondas L_g a través del mar de Liguria (SHAPIRO *et al.*, 1996) y de la propagación de fases L_g y S_n en Italia y regiones adyacentes (MELE *et al.*, 1997).

2.5 Resumen

Este segundo capítulo sitúa el marco de referencia en el que se inscribe el presente estudio, desde el punto de vista de la tectónica, la sismicidad y las características estructurales de la región mediterránea. El dominio mediterráneo se muestra como una zona fronteriza, notablemente compleja, entre las placas Euroasiática y Africana. Las dos grandes etapas del movimiento relativo entre Africa y Eurasia desde la ruptura del Pangea, una primera transcurrente, que da lugar a un episodio distensivo y de acumulación de secuencias sedimentarias, y la segunda, de convergencia entre ambas placas, desencadenante de la orogenia alpina, nos dan las claves para dibujar los principales rasgos sismotectónicos actuales de la región. El relativamente alto grado de actividad sísmica en el Mediterráneo y su distribución son un reflejo de la evolución tectónica del área mediterránea. El norte de Africa, las Béticas, el arco de Sicilia-Calabria, los Alpes o los Apeninos son zonas notablemente activas, pero por encima de todas ellas destacan el mar Egeo y las áreas circundantes que constituyen, con diferencia, la región sísmicamente más activa de todo el Mediterráneo. Por lo que se refiere, finalmente, a la estructura de la región mediterránea, son numerosos los trabajos que, desde diversas ópticas, y abarcando rangos de profundidades muy distintos, han estudiado su estructura elástica. No sucede lo mismo, sin embargo, con la estructura anelástica, cuyo estudio no parece haber sido objeto de una especial atención. En cualquier caso, es interesante apuntar que, en general, el punto de mira no se ha situado en la propia cuenca mediterránea, sino sólo en ciertas partes concretas de ella, o bien en áreas de mayor extensión que la incluyen y, además, los trabajos basados en la propagación y la atenuación de las ondas superficiales no han sido, con mucho, los más frecuentes, todo lo cual nos ha ofrecido una buena motivación para el presente estudio.

Metodología

3 Selección y análisis de sismogramas

3.1 Introducción

Nuestro estudio de la estructura elástica y anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo va a servirse de la sismicidad natural de la Tierra, motivo por el cual su etapa preliminar no es otra que la de seleccionar los eventos y los correspondientes registros sísmicos que han de configurar una base de datos adecuada a los objetivos planteados y a la metodología que se va a aplicar. Las señales sísmicas escogidas requerirán un tratamiento apropiado para extraer de ellas la información que interese para la realización del trabajo. En nuestro caso, las curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh constituirán los datos experimentales a partir de los cuales estudiaremos la estructura elástica de la corteza y del manto superior. Los valores del coeficiente de atenuación de la energía sísmica que acompaña a la propagación de las ondas de Rayleigh a través de un medio imperfectamente elástico nos permitirán investigar su estructura anelástica.

Los criterios que han de conducirnos a confeccionar una base de datos adecuada y la revisión de las técnicas digitales de filtrado que se aplicarán para separar el modo fundamental de las ondas de Rayleigh de los modos superiores y obtener las velocidades de grupo y las amplitudes necesarias para la determinación de los coeficientes de atenuación anelástica, son los dos aspectos fundamentales sobre los que versa este tercer capítulo.

3.2 Selección de sismogramas

La selección de los sismogramas que han de constituir la base de datos forma parte de la fase inicial de toda investigación que haya de servirse de la sismicidad natural de la Tierra. En líneas generales, podemos decir que una correcta selección de registros sísmicos debe llevarse a cabo atendiendo al cubrimiento de la región a estudiar, de acuerdo con los propósitos formulados en el planteamiento del trabajo, y a los requisitos de los principios teóricos que se van a aplicar, los cuales suelen condicionar los parámetros focales y, en particular, la magnitud de los sismos. Es ésta una etapa de importancia capital, puesto que una base de datos inadecuada, insuficiente o, en alguna medida, deficiente, comprometería seriamente el desarrollo de la investigación y la consecución de los objetivos.

Teniendo presente el número y la localización de las estaciones sísmicas de las cuales se desea obtener los registros, y también su periodo de operación, el proceso de confección de la base de datos se inicia con la selección, sobre el catálogo global de sismicidad de la época, de una muestra suficientemente sobredimensionada de eventos cuyas características, tanto en lo que se refiere a la localización del epicentro y la profundidad del hipocentro, como a la magnitud, sean las adecuadas.

Con toda seguridad, no todos los sismogramas deseados estarán disponibles, debido a ausencias de registro en alguna estación; ni todas las señales sísmicas obtenidas serán utilizables, a causa, en general, de su baja calidad, aunque, en ocasiones, pueden concurrir otros factores, como errores de determinación o transcripción de las características de los sismos facilitadas en el catálogo o eventuales fallos de funcionamiento del reloj o en la magnificación de las estaciones que, al ser detectados, obligan a descartar la señal.

Así, las diversas incidencias que se presentarán tendrán como consecuencia que el número de sismogramas finalmente utilizable se vea notablemente reducido respecto de las previsiones iniciales. La sobredimensión de la muestra intenta precisamente asegurar que, al final del proceso de selección y análisis, la base de datos proporcione un cubrimiento adecuado del área a estudiar.

3.3 Componentes de la señal sísmica

El registro de las ondas sísmicas en los observatorios suele recoger su componente vertical (Z) y sus componentes horizontales, Norte-Sur (N) y Este-Oeste (E). Las ondas P son longitudinales y las S son transversales. De las ondas superficiales, las ondas Love son transversales, mientras que las ondas Rayleigh dan lugar a un movimiento elíptico retrógrado en el plano formado por las direcciones vertical y de propagación.

La descomposición del movimiento horizontal en sus componentes radial y transversal permite separar las ondas Love de las Rayleigh. El movimiento de la onda Love queda confinado en la dirección transversal, mientras que los movimientos en las direcciones radial y vertical corresponden a la onda Rayleigh. En nuestro caso, podemos quedarnos solamente con la componente vertical, Z , de la señal sísmica, puesto que únicamente estamos interesados en la determinación de las velocidades de grupo y de los coeficientes de atenuación anelástica de la onda Rayleigh, y no, por ejemplo, en su elipticidad. Conviene mencionar que en las direcciones horizontales suele existir interferencia entre las ondas Love y Rayleigh. Si sólo se toma la componente vertical del registro, se soslaya el problema de la posible *contaminación* por parte de la onda Love, pero, en contrapartida, no podrá analizarse la anisotropía del medio.

3.4 Técnicas digitales de filtrado

La aplicación de las técnicas digitales de filtrado que se revisan a continuación, y que son comúnmente utilizadas en el análisis de señales sísmicas dispersadas multimodales, tendrá como finalidad aislar el modo fundamental de las ondas Rayleigh de los modos superiores y obtener las correspondientes velocidades de grupo y las amplitudes espectrales, que son necesarias para la determinación de los coeficientes de atenuación anelástica. El *preprocesado* del tren de ondas Rayleigh, previo a la aplicación de las técnicas de filtrado, incluye la corrección por una posible deriva lineal del registro y por la expansión geométrica del frente de ondas, así como la corrección instrumental. La finalidad del preprocesado es recuperar el verdadero movimiento del terreno, reducido a una distancia de referencia común para todos los registros.

3.4.1 Técnica del filtro múltiple

La *técnica del filtro múltiple*¹ (DZIEWONSKY *et al.*, 1969, 1972; DZIEWONSKY and HALES, 1972; HERRMANN, 1973) constituye un método rápido, eficaz y muy apropiado para el análisis de señales dispersadas multimodales, puesto que permite discriminar los diferentes modos de vibración y determinar sus amplitudes y fases espectrales, en función del periodo y de la velocidad de grupo, mediante la aplicación repetida de un filtro digital de anchura de banda estrecha. Para ello, interesa que la función filtro proporcione una buena resolución en la inmediata vecindad de cada frecuencia de interés y de cada valor de velocidad. De acuerdo con este requisito, el filtro que presenta más ventajas es uno de tipo gaussiano (PAPOULIS, 1962; HERRMANN, 1973)

$$H(\omega_0, \omega) = \begin{cases} \exp\left[\frac{-\alpha(\omega - \omega_0)^2}{\omega_0^2}\right], & |\omega - \omega_0| \leq \omega_c \\ 0, & |\omega - \omega_0| > \omega_c \end{cases} \quad (3.1)$$

donde ω_0 es la frecuencia central considerada y α define la anchura de banda del filtro. A efectos de cálculo, conviene truncar los tramos de baja amplitud del filtro pasa banda simétrico.

El desplazamiento, en campo lejano, ocasionado por la propagación de una onda dispersada, en el instante t y a la distancia r , viene representado por

$$\begin{aligned} f(t, r) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega, r) e^{i\omega t} d\omega \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{j=0}^M A_j(\omega, r) e^{i(\omega t - k_j r)} d\omega \end{aligned} \quad (3.2)$$

donde ω es la frecuencia angular, k_j es el número de onda del modo j , A_j es la amplitud espectral del mismo y $(M+1)$ es el número de modos presentes en la señal.

¹ *Multiple Filter Technique* (MFT).

De acuerdo con HERRMANN (1973), la señal filtrada por el filtro gaussiano $H(\omega)$, definido en (3.1), puede aproximarse por la expresión

$$g(t,r) = \frac{\omega_0}{2\pi} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha}} \sum_{j=0}^M A_j(\omega_0, r) e^{i(\omega_0 t - k_{0j} r)} e^{-\frac{\omega_0^2}{4\alpha} \left(t - \frac{r}{U_{0j}}\right)^2} \quad (3.3)$$

donde U_{0j} es la velocidad de grupo del modo j a la frecuencia ω_0 . Aquí se ha supuesto que los desarrollos en serie de Taylor de la amplitud espectral y del número de onda pueden truncarse en el primer orden. Lo primero será asumible si la amplitud no varía demasiado con la frecuencia. En el caso del número de onda, el truncamiento implica desprestigiar el efecto de la pendiente de la curva de dispersión de la velocidad de grupo sobre la amplitud máxima de la envolvente de la señal filtrada, lo cual es aceptable si el parámetro α es suficientemente grande como para que se satisfaga la condición (HERRMANN, 1973)

$$\frac{\alpha}{\omega_0^2} > \frac{r}{2} \frac{d^2 k}{d\omega_0^2} \quad (3.4)$$

Es relativamente sencillo demostrar que el tiempo para el cual la envolvente de la señal filtrada, dada por (3.3), alcanza un valor máximo corresponde al tiempo de llegada del máximo de energía, o tiempo de grupo, de un modo de vibración, en la vecindad de la frecuencia ω_0 (DZIEWONSKY *et al.*, 1969), lo cual constituye el fundamento de la aplicación de la MFT. El resultado de aplicar la MFT es una matriz de amplitudes espectrales, o de valores de la energía, en función del periodo y de la velocidad de grupo. La identificación de los diversos máximos relativos de la amplitud conduce a la obtención de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo, para los modos presentes en la señal sísmica.

Una determinación esmerada de las velocidades de grupo y, por lo tanto, de las amplitudes espectrales, requiere que los máximos de las envolventes estén bien separados en el tiempo, esto es, que dos o más modos individuales no lleguen tan juntos que sus contribuciones a la señal filtrada interfieran (DZIEWONSKY *et al.*, 1969). Para

investigar el efecto de la interferencia modal, puede definirse la duración de la envolvente gaussiana, t_d , como el tiempo necesario para que la amplitud del máximo se reduzca en un factor $e^{-\tau}$ (HERRMANN, 1973),

$$t_d = \frac{\sqrt{4\pi\alpha}}{\omega_n} = T_n \sqrt{\frac{\alpha}{\pi}} \quad (3.5)$$

de manera que, si la separación en el tiempo de dos máximos es superior a $2t_d$, a efectos prácticos, puede considerarse que los dos modos no interfieren. Para periodos bajos, inferiores a 6 s, la MFT no ofrece buenos resultados, puesto que los diferentes modos individuales están poco separados en el tiempo. La resolución puede mejorarse disminuyendo la duración de la envolvente para cada modo, reduciendo el valor del parámetro α , pero conviene recordar que ello aumentará la influencia de la pendiente de la curva de velocidades de grupo sobre la amplitud y, dado que la MFT ignora este efecto, se estará cometiendo un cierto error en la estimación de la verdadera amplitud modal. De cualquier modo, los mayores errores se darán para el rango de periodos en el cual la curva de velocidades de grupo presente la máxima pendiente. Es éste el caso, por ejemplo, del modo fundamental para periodos entre unos 20 y 40 s. La elección de valores apropiados para los parámetros del filtro deberá tener en cuenta el grado de resolución deseado, así como el rango de distancias epicentrales y las velocidades de grupo con las que nos encontremos (HERRMANN, 1973; BADAL, 1991). Nosotros hemos tomado $\omega_c = 0.25 \omega_0$ y $\alpha = 16 \pi$, valores que, de acuerdo con HERRMANN (1973), garantizan la validez de la expresión (3.3), como mínimo, en un entorno t_d del máximo de la envolvente.

3.4.2 Filtrado variable en el tiempo

El *filtrado variable en el tiempo*¹ (CARA, 1973) permite extraer un determinado tren de ondas de una señal, de acuerdo con una cierta curva de dispersión de la velocidad de grupo, $U(\omega)$, obtenida mediante la aplicación de la MFT. El TVF consiste en sintetizar la señal, a partir de la curva de dispersión $U(\omega)$, confinando la interferencia

¹ *Time Variable Filtering* (TVF).

de los armónicos que componen la señal en la vecindad de los correspondientes tiempos de grupo, despreciando así, fuera de este entorno, la contribución de estos armónicos al tren de ondas que se desea aislar. La aplicación del TVF elimina, pues, las interferencias debidas a otros modos y al ruido de fondo, mejorando así el aislamiento del modo que se desee, usualmente, el fundamental, respecto del que se consigue por la sola aplicación de la MFT.

Dada la curva de dispersión $U(\omega)$, y conocida la distancia epicentral r , los tiempos de grupo, t_g , para cada frecuencia, son, sencillamente,

$$t_g(\omega) = \frac{r}{U(\omega)} \quad (3.6)$$

y la señal sintética asociada a dicha curva de dispersión, correspondiente al tren de ondas que se desea aislar, es

$$f(t,r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty F(\omega,r) w(t,\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (3.7)$$

donde $w(t,\omega)$ es una ventana o *filtro* en dos dimensiones, que es cero fuera del entorno del tiempo de grupo que se desee como dominio de transmisión. Es claro que la realización del TVF requiere una elección adecuada tanto del tipo de ventana a utilizar como de su longitud. HWANG and MITCHELL (1986) analizan diversos tipos de ventana, desde el punto de vista del suavizado y el sesgo del espectro aislado, y proponen la utilización de una ventana Tukey para señales cuyo espectro no presente demasiados picos, como suele ser el caso del modo fundamental,

$$w_T(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi(t-t_g)}{t_w} \right), & |t-t_g| \leq t_w \\ 0, & |t-t_g| > t_w \end{cases} \quad (3.8)$$

t_w mide la anchura de la ventana. Un valor de cuatro o cinco veces el periodo es

adecuado para proporcionar una correcta estimación espectral (HWANG and MITCHELL, 1986; CORCHETE *et al.*, 1989). Para señales cuyo espectro presente muchos picos, como sucede a menudo con los modos superiores, los mismos autores proponen la utilización de una ventana coseno

$$w_C(t) = \begin{cases} \cos \frac{\pi}{2} \left(\frac{t-t_g}{t_w} \right), & |t-t_g| \leq t_w \\ 0, & |t-t_g| > t_w \end{cases} \quad (3.9)$$

3.5 Determinación de las velocidades de grupo

Las curvas de dispersión de la velocidad de grupo del modo fundamental de las ondas Rayleigh, correspondientes a cada una de las trayectorias sísmicas consideradas entre eventos y estaciones, constituyen los datos experimentales a partir de los cuales estudiaremos la estructura elástica de la cuenca mediterránea. Estos valores de la velocidad de grupo se obtendrán mediante la aplicación a las señales sísmicas de las técnicas de filtrado revisadas en el apartado §3.4. La figura 3.1 muestra un esquema del procedimiento que se ha seguido (BADAL *et al.*, 1992, 1993).

Considerando que, en el rango de periodos de interés, entre 1 y 100 s, la velocidad de grupo del modo fundamental suele estar asociada con la máxima amplitud espectral, la señal observada, convenientemente preprocesada, es filtrada mediante la MFT, para obtener la curva de dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental. Con el propósito de mejorar el aislamiento del modo fundamental, eliminando las interferencias debidas a modos superiores y al ruido de fondo, se utiliza un TVF, y se sintetiza la señal, en relación a la curva de dispersión anterior. La MFT es aplicada de nuevo, ahora a la señal filtrada, para determinar la curva de dispersión definitiva. Aunque las correcciones a la curva de dispersión inicialmente obtenida, mediante la aplicación sólo de la MFT, suelen ser poco significativas, el aspecto realmente relevante de este procedimiento es que, en la mayoría de los casos, esta aplicación secuencial de técnicas de filtrado ha permitido extender el análisis de los trenes de ondas a un rango

más amplio de periodos (MARTÍNEZ *et al.*, 1997), especialmente, por lo que se refiere a cortos periodos, y extraer así más información de la señal sísmica.

3.5.1 Corrección por el efecto anelástico

Los valores observados de las velocidades de las ondas superficiales no dependen tan solo de la estructura elástica, sino también de la anelástica. La corrección de los valores empíricos de la velocidad de fase por el efecto anelástico viene dada por (LIU *et al.*, 1976; KANAMORI and ANDERSON, 1977)

$$\frac{\Delta c}{c} = \frac{Q^{-1}}{\pi} \ln \frac{\omega}{\omega_r} \quad (3.10)$$

donde c y Q son, respectivamente, la velocidad de fase y el factor de calidad a la frecuencia ω , y ω_r es la frecuencia de referencia. La corrección en las velocidades de grupo se obtiene a partir de la relación entre velocidades de grupo y de fase (RODI *et al.*, 1975) y puede expresarse en la forma (HERRMANN, 1991)

$$\frac{\Delta U}{U} = \left(2 - \frac{U}{c}\right) \frac{\Delta c}{c} + \frac{2\gamma U}{\pi\omega} \quad (3.11)$$

U y γ son, respectivamente, la velocidad de grupo y el coeficiente de atenuación anelástica a la frecuencia ω . De acuerdo con las ecuaciones (3.10) y (3.11), evaluar la corrección de las velocidades de grupo requiere conocer los valores del coeficiente γ , de Q , de la velocidad de fase y de su corrección para las diferentes frecuencias de interés. En nuestro caso, no disponemos de mediciones de la velocidad de fase ni, por

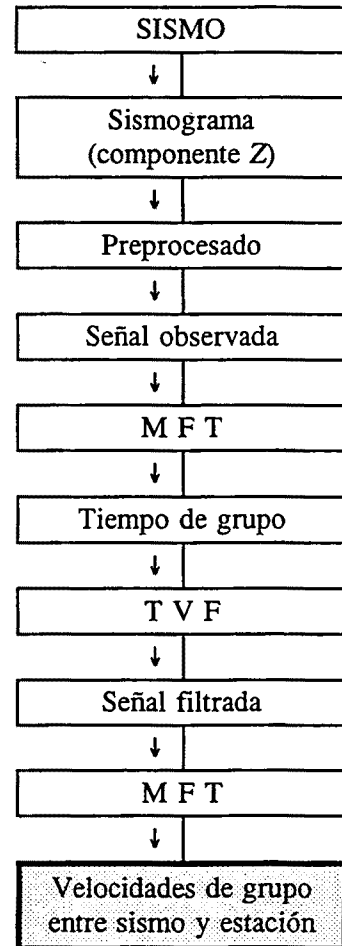


Fig. 3.1 Esquema del proceso de determinación de las velocidades de grupo experimentales

supuesto, de sus correcciones. En relación a los valores de γ y Q , la información existente en la literatura, acerca de la cuenca mediterránea, es, por ahora, escasa. Considerando que las correcciones relativas en la velocidad de fase de las ondas Rayleigh, en el intervalo de periodos de interés, suelen ser del orden de un 1%, acercándose al 4% tan solo cuando los valores de Q son muy pequeños (LIU *et al.*, 1976), estimamos que las correcciones en la velocidad de grupo afectarían sólo a la segunda cifra decimal. Teniendo en cuenta, por una parte, el margen de error en la determinación de la velocidad de grupo para una estación (BADAL, 1991) y, por otra, la ausencia de los datos necesarios, que compromete seriamente poder realizar una corrección esmerada de las velocidades de grupo, nos ha parecido más prudente no efectuar tal corrección, en espera de que, en el futuro, un mayor volumen de datos permita una inversión conjunta de velocidades y de coeficientes de atenuación y la determinación simultánea de las estructuras elástica y anelástica.

3.6 Determinación de los coeficientes de atenuación anelástica

Los valores del coeficiente de atenuación, γ , en función del periodo, determinados para el modo fundamental de las ondas Rayleigh, serán los datos experimentales de que nos serviremos para estudiar la estructura anelástica del mar Mediterráneo. El parámetro γ viene definido por la expresión

$$\gamma = -\frac{1}{A} \frac{dA}{dr} \quad (3.12)$$

y mide la variación relativa de la amplitud A con la distancia r , a causa del comportamiento anelástico de los materiales. Integrando la ecuación (3.12), se obtiene

$$A = A_0 e^{-\gamma(r-r_0)} \quad (3.13)$$

donde A y A_0 son, respectivamente, las amplitudes a distancias r y r_0 .

Los coeficientes de atenuación empíricos se determinan mediante el *método de las dos estaciones*, que consiste en relacionar las amplitudes espectrales de las señales sísmicas registradas en dos estaciones para el mismo evento. Con ello se soslaya la dificultad de conocer la función temporal de excitación en el foco y la función espacial que determina su modelo radiativo. Con la finalidad de evitar la introducción de errores importantes, debido a la dependencia azimutal del modelo radiativo, que produce grandes diferencias en la amplitud de las ondas que emergen del foco en distintas direcciones, el método de las dos estaciones se aplica a eventos cuyo epicentro se sitúe, muy aproximadamente, sobre el círculo máximo determinado por el par de estaciones. La diferencia entre los azimuts de ambas trayectorias sísmicas no debería superar, en ningún caso, los 4° , y los errores, por esta causa, serán menores cuanto más reducido sea este valor. Esta condición puede no ser suficiente para garantizar el alineamiento de las dos estaciones, si las distancias epicentrales son considerables. Como control adicional, conviene verificar que el ángulo formado por el círculo máximo definido por las dos estaciones y el círculo máximo determinado por el epicentro y la estación más alejada de él no exceda de 3° (BADAL *et al.*, 1993).

La forma de determinar, en la práctica, los valores del coeficiente de atenuación γ del medio entre las dos estaciones consiste en aplicar la MFT a las dos señales observadas, ya corregidas de la respuesta instrumental y por la expansión geométrica del frente de ondas, y obtener las amplitudes espectrales del modo fundamental. Los valores de γ , para cada frecuencia, pueden calcularse fácilmente a partir de estas amplitudes y de las distancias epicentrales a ambas estaciones, a través de la expresión (BEN-MENAHM, 1965)

$$\gamma(\omega) = \frac{\ln \frac{A_1(\omega, r_1)}{A_2(\omega, r_2)}}{r_2 - r_1} \quad (3.14)$$

donde el subíndice 2 hace referencia a la estación más alejada del epicentro. El método de las dos estaciones, por basarse en un cociente entre amplitudes, ofrece resultados más fiables cuanto más difieran entre sí estas amplitudes, por lo tanto, convendría que

la distancia entre estaciones fuera importante, idealmente, de algunos miles de kilómetros. No obstante, este método puede aplicarse con éxito a estudios a escala regional, si se espera que exista una elevada atenuación que dé lugar a diferencias significativas entre las amplitudes registradas en las dos estaciones (CANAS *et al.*, 1988; CASELLES, 1995; CASELLES *et al.*, 1997).

3.7 Resumen

Este tercer capítulo abre la segunda parte de la memoria, dedicada a la exposición de los aspectos metodológicos implicados en la realización del presente trabajo. Se han descrito las cuestiones a tener en cuenta a la hora de confeccionar una base de datos apropiada para abordar un estudio tomográfico, así como las técnicas que se han aplicado para el análisis de los registros sísmicos elegidos. En un estudio que va a servirse de la sismicidad natural de la Tierra, la etapa preliminar no es otra que seleccionar los eventos y los registros sísmicos que han de configurar una base de datos adecuada a los objetivos formulados y a la metodología que se va a aplicar, aspectos que suelen condicionar las características de los datos a utilizar. El tratamiento de las señales sísmicas consistirá en la aplicación de técnicas digitales de filtrado, cuyo propósito es separar el modo fundamental de las ondas Rayleigh y determinar las correspondientes velocidades de grupo aparentes y las amplitudes espectrales. A partir de estas últimas, y mediante el método de las dos estaciones, se obtendrán los coeficientes de atenuación aparente, para cada una de las trayectorias sísmicas consideradas. Las curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental de las ondas de Rayleigh constituyen los datos experimentales de los que nos serviremos para estudiar la estructura elástica de la corteza y el manto superior de la cuenca mediterránea. Los valores de los coeficientes de atenuación aparente, para los diversos periodos analizados, nos permitirán investigar su estructura anelástica.

4 Técnicas de análisis de los datos

4.1 Introducción

Las curvas de dispersión de la velocidad de grupo y los valores del coeficiente de atenuación anelástica, en función de la frecuencia, que se determinarán con la ayuda de las técnicas de filtrado que acabamos de revisar, y siguiendo los procedimientos que hemos expuesto, constituyen el bagaje de datos del cual nos serviremos para investigar la estructura elástica y anelástica de la corteza y del manto superior. En el presente capítulo, se describen las técnicas de análisis que se aplicarán a estos datos, con el propósito de extraer de ellos la información que precisamos.

El método de Yanovskaya (YANOVSKAYA, 1984; YANOVSKAYA *et al.*, 1988) para la elaboración de mapas de velocidades locales y de su poder de resolución, a partir de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente; la regionalización objetiva de la cuenca mediterránea, según estos valores locales de la velocidad, mediante algoritmos de *clustering* (KALKSTEIN *et al.*, 1987), y el algoritmo de inversión estocástica (BADAL, 1990; HERRMANN, 1991), que se aplicará a las curvas de dispersión regionales y locales y a los coeficientes de atenuación anelástica, son las técnicas que pasamos a describir a continuación. Algunas de ellas son sobradamente conocidas y comúnmente utilizadas en el análisis de ondas superficiales. Otras, como la regionalización objetiva, han sido aplicadas a este tipo de problemas sólo recientemente.

4.2 Mapas de velocidades locales

El problema del cálculo de valores *locales* de la velocidad de las ondas superficiales para diferentes periodos de referencia, a partir de las curvas de dispersión empíricas determinadas para distintas trayectorias sísmicas, ha sido ampliamente estudiado. Un procedimiento sobradamente conocido es el desarrollo de la velocidad local, más exactamente, de la lentitud, en función de la latitud y la longitud, en términos de armónicos esféricos. Los desarrollos en armónicos esféricos, especialmente indicados en estudios a escala global, han sido frecuentemente utilizados en el análisis de propiedades dispersivas de las ondas superficiales (SATO and SANTO, 1969; NAKANISHI and ANDERSON, 1982; NATAF *et al.*, 1984), en estudios de propagación de ondas internas e inversión de forma de onda (DZIEWONSKY, 1984; WOODHOUSE and DZIEWONSKY, 1984) y en otros campos de las ciencias de la Tierra (KAULA, 1959; ELLSASSER, 1966; HORAI and SIMMONS, 1969).

La representación mediante armónicos esféricos ha sido aplicada también, en algún caso, a zonas restringidas, pero de notable extensión, de la Tierra (NISHIMURA and FORSYTH, 1985; LANA and CARBONELL, 1987). En estos casos, debe tenerse presente el efecto de los fenómenos de Gibbs (KULHANEK, 1976) sobre la propiedad estudiada, en las proximidades de las fronteras del dominio. Si se desea calcular valores locales de la velocidad en una zona aún más reducida, como es nuestro caso, estos fenómenos pueden distorsionar por completo los mapas obtenidos. Además, la obtención de una resolución suficiente de los valores locales, de acuerdo con la extensión del área a estudiar, requeriría un elevado grado del desarrollo que resultaría, con toda probabilidad, en un sistema de ecuaciones infradeterminado para los coeficientes. Estas circunstancias desaconsejan, a nuestro juicio, un desarrollo en armónicos esféricos.

Una posible solución es el método de Yanovskaya (YANOVSKAYA, 1984; YANOVSKAYA *et al.*, 1988), basado en la formulación de Backus-Gilbert (BACKUS and GILBERT, 1968, 1970) para la inversión linealizada de tiempos de propagación, y que ha sido aplicado, con éxito, a zonas como el SE de Europa y Asia Menor (GOBARENKO *et al.*, 1987), la región del mar Egeo (CHRISTOVA and NIKOLOVA, 1993) y, recientemente, a estudios preliminares de la cuenca mediterránea (MARTÍNEZ *et al.*, 1997).

El método de Yanovskaya permite la estimación de los valores locales de la velocidad en los diferentes puntos de una malla en que se discretiza un dominio, para medios lateralmente inhomogéneos, a partir de un conjunto finito de tiempos de propagación, o de velocidades medias, a lo largo de diversas trayectorias sísmicas que atraviesan la región. Un aspecto especialmente interesante de este método es el concepto de poder de resolución, que establece la mínima distancia requerida entre los puntos del dominio para que sus respectivos valores locales de la velocidad estén bien resueltos.

De acuerdo con la aproximación de la óptica geométrica, el tiempo de grupo empírico, t_i , a una determinada frecuencia, calculado como el cociente de la distancia epicentral y de la velocidad media a esa frecuencia, a lo largo de la i -ésima trayectoria sísmica, L_{0i} , es

$$t_i = \int_{L_{0i}} V(x,y)^{-1} ds \quad (4.1)$$

donde ds es un elemento de la trayectoria sísmica y $V(x,y)$ es una función desconocida que describe los valores locales de la velocidad de grupo para el periodo considerado. Suponiendo la existencia de un modelo inicial, $V_0(x,y)$, que describe las velocidades locales, el problema se reduce a estimar las correcciones a esta función de partida. Usualmente, se toma como tal un valor constante de la velocidad, calculado como el promedio de las velocidades experimentales para el periodo considerado. Asumiendo que las heterogeneidades laterales no son muy importantes, las correcciones relativas a la velocidad inicial, dadas por el cociente

$$m(x,y) = \frac{\delta V(x,y)}{V_0} \quad (4.2)$$

son pequeñas, y la diferencia entre el tiempo de propagación observado, t_i , y el correspondiente al modelo inicial, t_{0i} , admite una aproximación lineal

$$\delta t_i = t_i - t_{0i} = \int_{L_{0i}} m(x,y) V_0^{-1} ds \quad (4.3)$$

Esta ecuación puede escribirse en la forma

$$\delta t_i = \int_{\Omega} G_i(x,y,x_0,y_0) m(x,y) dx dy \quad (4.4)$$

donde Ω es el área que contiene las trayectorias, definida como $\Omega = \{0 \leq x \leq X; 0 \leq y \leq Y\}$. El kernel de los datos, $G_i(x,y,x_0,y_0)$, es una función nula en todo el dominio excepto en los puntos de la i -ésima trayectoria, y verifica

$$t_{0i} = \int_{\Omega} G_i(x,y,x_0,y_0) dx dy \quad (4.5)$$

De acuerdo con la aproximación de Backus-Gilbert, el valor esperado de $m(x,y)$ en un punto (x_0,y_0) del dominio Ω viene dado por

$$\langle m(x,y) \rangle_{(x_0,y_0)} = \int_{\Omega} A(x,y,x_0,y_0) m(x,y) dx dy \quad (4.6)$$

donde $A(x,y,x_0,y_0)$ es la función de promediado. Este valor esperado puede expresarse en la forma

$$\langle m(x,y) \rangle_{(x_0,y_0)} = \sum_i a_i(x_0,y_0) \delta t_i \quad (4.7)$$

donde las nuevas incógnitas, $a_i(x_0,y_0)$, verifican la relación

$$A(x,y,x_0,y_0) = \sum_i a_i(x_0,y_0) G_i(x,y,x_0,y_0) \quad (4.8)$$

como puede deducirse sustituyendo (4.4) y (4.6) en (4.7). La ecuación (4.7) muestra la relación entre el vector de los datos, (δt_i) , y la solución, $\langle m(x,y) \rangle$. De la expresión (4.6) se deduce que, obviamente, el valor esperado coincidirá con la verdadera función $m(x,y)$, desconocida, si la función de promediado A es una δ de Dirac en el punto (x_0,y_0) , esto es,

$$\int_{\Omega} A(x,y,x_0,y_0) dx dy = 1 \quad (4.9)$$

Si la función A se aproxima a la función δ , su integral se aproximará a una función de Heaviside. En consecuencia, la solución se obtiene de la minimización de la suma, para todo el dominio Ω , de las diferencias al cuadrado entre la función de Heaviside y la integral de la función A , bajo la condición de normalización (4.9). Teniendo presente la relación (4.8) entre A , las incógnitas, a_i , y los kernels de los datos, G_i , y la condición (4.5) que satisfacen estos últimos, de esta minimización se obtienen los valores de $a_i(x_0,y_0)$ (YANOVSKAYA, 1984). A partir de éstos, y a través de la ecuación (4.7), pueden calcularse, finalmente, las correcciones $\langle m(x,y) \rangle$ al modelo inicial de velocidad en cada punto (x_0,y_0) del dominio.

El valor mínimo resultante, que da cuenta de cuán próximas son la función de Heaviside y la integral de la función A , caracteriza el *poder de resolución* de la velocidad local obtenida en el punto (x_0,y_0) . Un valor pequeño indica que esta velocidad es prácticamente independiente de los valores de su entorno, por lo tanto, está bien resuelta, mientras que un valor grande indicará que depende fuertemente de los valores en su vecindad. El poder de resolución puede describirse mediante un *radio efectivo* (KEILIS-BOROK *et al.*, 1989), considerando la función de promediado como una constante igual a $1/\pi R^2$ dentro de un círculo de radio R centrado en el punto (x_0,y_0) e igual a cero fuera de él. Por lo que se refiere a la bondad de la solución, puede ser estimada, como es usual en los problemas de inversión, a partir de la matriz de covarianza de los errores en los datos experimentales.

El concepto de poder de resolución tiene una importancia capital en un estudio tomográfico, puesto que proporciona un criterio para discernir cuál es la mínima separación requerida entre los puntos del dominio para que sus respectivos valores locales de la velocidad y, por consiguiente, las curvas de dispersión locales, estén bien resueltas. El radio efectivo define, asimismo, el entorno en el cual cada curva de dispersión local caracteriza las propiedades elásticas del medio.

4.3 Algoritmos de regionalización objetiva

Regionalizar un dominio significa dividirlo en zonas homogéneas, desde el punto de vista de los valores observados de un parámetro. Para ello, se requiere aplicar unos criterios que permitan establecer la capacidad de los datos para discernir diferentes características regionales y elegir la clasificación que mejor los represente.

Un método de regionalización comúnmente aplicado en estudios tomográficos es el *pure-path method* (YU and MITCHELL, 1979; MITCHELL and YU, 1980) o una combinación de este procedimiento y de los desarrollos en armónicos esféricos (NISHIMURA and FORSYTH, 1985). El *pure-path method* asume una correlación entre la tectónica en superficie y la estructura profunda, lo cual suele resultar apropiado y útil en el caso de zonas oceánicas que incluyan dorsales y las áreas circundantes, donde una clasificación preliminar en términos de las edades estructurales y de la tectónica es factible y relativamente sencilla. Sin embargo, cuando se trata de cuencas más reducidas o bien de dominios de tipo continental, usualmente asociados con características tectónicas más complejas, resulta mucho más difícil realizar una adecuada regionalización a partir de la información sismotectónica y estructural. En estos casos, puede optarse por una clasificación basada en una agrupación de las trayectorias para las cuales se obtienen similares características dispersivas (PAYO, 1967, 1969, entre otros) o atenuativas (CASELLES, 1995; CASELLES *et al.*, 1997).

En cualquier caso, los procedimientos mencionados vienen afectados, en mayor o menor grado, de una cierta subjetividad. Tiene interés, por tanto, aplicar una metodología que permita realizar, de manera automática, una regionalización objetiva basada tan solo en las propiedades observadas, sin ninguna restricción previa con respecto al número de regiones, ni a su posible correlación con determinadas unidades tectónicas, extremo que, en todo caso, sería investigado *a posteriori*. Los algoritmos de *clustering* (KALKSTEIN *et al.*, 1987), comúnmente utilizados en climatología (PERIAGO *et al.*, 1991; STOOKSBURY and MICHAELS, 1991; SUMMER *et al.*, 1993; FERNÁNDEZ-MILLS *et al.*, 1994) y aplicados recientemente, con éxito, a problemas sismotectónicos (LANA and FERNÁNDEZ-MILLS, 1992) y tomográficos (LANA *et al.*, 1997, 1998; MARTÍNEZ *et al.*, 1997), constituyen una metodología apropiada para estos propósitos.

Nuestra clasificación de la cuenca mediterránea en un cierto número de regiones homogéneas se basará en el conjunto de datos constituido por las curvas de dispersión locales de la velocidad de grupo, obtenidas para los diferentes puntos del dominio, de acuerdo con la formulación de Yanovskaya. En primer lugar, se aplicará a estos datos un *análisis en componentes principales*¹ (RICHMAN, 1986; PREISENDORFER, 1988), con el objeto de reducir el número de variables que caracterizan cada punto a clasificar (las velocidades de grupo para todos los periodos considerados) y eliminar posibles redundancias entre ellas. Posteriormente, se procederá a la clasificación propiamente dicha, mediante el algoritmo de *agregación promediada*² (KALKSTEIN *et al.*, 1987).

El análisis en componentes principales (PCA) consiste en una transformación ortogonal de las variables originales en un nuevo conjunto de *componentes principales*, las cuales están ordenadas de acuerdo con el porcentaje de la varianza de los datos que explican. Este procedimiento permite una reducción en el número de variables que caracterizan cada elemento, lo que hará la posterior clasificación más sencilla. Además, la ortogonalidad permitirá utilizar la distancia euclídea como una medida adecuada de la similitud entre los elementos durante el proceso de agregación. El PCA se basa en el cálculo de los valores y vectores propios de la matriz de correlación de las variables originales, C , lo cual nos permite obtener las ecuaciones que relacionan dichas variables originales con las componentes principales. En forma matricial, esta relación puede escribirse como

$$X = AY \quad (4.10)$$

donde X es el vector de las variables originales, Y es el vector de las componentes principales y A es la denominada matriz de coeficientes ponderales, dada por

$$A = VD^{1/2} \quad (4.11)$$

¹ *Principal Component Analysis (PCA).*

² *Average Linkage (AL).*

siendo V la matriz de vectores propios y D la matriz diagonal de valores propios de C . Los elementos de la matriz A proporcionan una interpretación de cada componente principal. Un valor grande del coeficiente ponderal significa que la variable original correspondiente tiene un papel importante en la componente principal considerada. En resumen, el PCA intenta explicar, en términos de una regresión, la máxima proporción de la varianza de los datos con el mínimo número de componentes principales. Algunos ejemplos de aplicación de esta técnica en sismología pueden encontrarse en MICHELINI and BOLT (1986), FEHLER (1990) y POSADAS *et al.* (1993).

Una decisión que conlleva una cierta controversia en la literatura especializada es el número de componentes principales que debe considerarse para sustituir a las variables originales. El criterio más sencillo es la *regla del valor propio unidad* (DIXON, 1985), que establece que una componente principal es significativa si explica, al menos, la misma varianza, representada por el valor propio correspondiente, que una variable original, por lo que deberían descartarse las componentes principales relacionadas con valores propios menores que la unidad. Teniendo en cuenta, además, la posibilidad de que existan valores propios degenerados (NORTH *et al.*, 1992), el procedimiento usual es considerar sólo las componentes principales relacionadas con valores propios no degenerados mayores que la unidad (LANA and FERNÁNDEZ-MILLS, 1994).

Después del PCA, se aplica el algoritmo de agregación promediada (AL) al conjunto de componentes principales. Teniendo en cuenta que, al principio del proceso, cada punto del dominio constituye una región homogénea, en cada iteración se realiza una búsqueda entre todos los posibles pares de grupos que podrían unirse, eligiendo la fusión relacionada con el valor mínimo de un *índice de similitud*, L_{ij} , dado por la expresión

$$L_{ij} = \frac{1}{N_i N_j} \sum_{l=1}^{N_i} \sum_{m=1}^{N_j} D_{lm}^2 \quad (4.12)$$

donde N_i y N_j indican el número de elementos incluidos en los grupos i y j , y D_{lm} es la distancia euclídea entre los elementos l y m , que pertenecen, respectivamente, a los grupos i y j , calculada como

$$D_{lm} = \left[\sum_k (M_{lk} - M_{mk})^2 \right]^{1/2} \quad (4.13)$$

siendo, por ejemplo, M_{lk} el valor de la componente principal k para el elemento l . Si este proceso de fusión se repitiera indefinidamente, se llegaría a una solución, sin utilidad práctica, que consistiría en una única región que contendría todos los puntos del dominio. Sin embargo, puede asumirse, razonablemente, la existencia de un número óptimo de grupos antes de esta situación final. Observando la evolución creciente, a lo largo del proceso, del índice de similitud correspondiente a cada fusión aceptada, un incremento súbito de este índice daría cuenta de que el algoritmo ha fusionado dos regiones muy distintas. La clasificación óptima sería, pues, la inmediatamente anterior a esta última.

4.4 Algoritmo de inversión estocástica

Con el propósito de deducir la estructura elástica y anelástica de la cuenca mediterránea, a partir de los valores experimentales de la velocidad de grupo y de los coeficientes de atenuación determinados para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh, se aplicará un proceso iterativo de inversión, basado en la teoría de inversión de Backus-Gilbert, de acuerdo con la teoría de inversión generalizada (MENKE, 1984; TARANTOLA, 1987; PARKER, 1994) y haciendo uso del *operador inverso estocástico* (FRANKLIN, 1970; JORDAN and FRANKLIN, 1971; JACKSON, 1972; WIGGINS, 1972; CROSSON, 1976; AKI and RICHARDS, 1980; BADAL, 1990; HERRMANN, 1991).

Sea y el vector de los datos u observaciones y x el vector de los parámetros que describen el modelo estructural. El caso más sencillo se da cuando el modelo es lineal en los parámetros. En forma matricial, el problema puede formularse como

$$y = Fx \quad (4.14)$$

donde F es una matriz que representa el operador que relaciona los parámetros con las observaciones. Si las dimensiones de x e y coinciden y la matriz F no es singular, el

problema puede resolverse con elementos de álgebra elemental, invirtiendo la matriz F . Ahora bien, las medidas experimentales conllevan un error y el número de datos y de parámetros suele ser distinto, por lo que el planteamiento general del problema sería

$$y = Fx + \epsilon \quad (4.15)$$

donde ϵ es el vector de errores. Si el modelo no es lineal en los parámetros, una posible solución sería linealizar el problema, mediante un desarrollo en serie de Taylor hasta el primer orden

$$y = y_0 + A(x - x_0) + \epsilon \quad (4.16)$$

siendo y_0 la solución del problema directo para el modelo x_0 y A la matriz jacobiana de F . El término ϵ incluye ahora los errores experimentales y los de truncamiento del desarrollo. Con esta aproximación de primer orden, el problema no lineal quedaría reducido a un proceso iterativo de inversiones lineales. Definiendo

$$Y = y - y_0 \quad X = x - x_0 \quad (4.17)$$

la ecuación (4.16) puede escribirse como

$$Y = AX + \epsilon \quad (4.18)$$

La ecuación (4.18) expresa la relación entre las perturbaciones en los parámetros del modelo y las discrepancias entre valor teórico y observado de los datos, pero, por lo demás, es formalmente idéntica a la (4.15). Minimizando la suma de cuadrados de los errores, es decir, la norma

$$[Y - AX]^T [Y - AX] \quad (4.19)$$

se obtiene la solución (JACKSON, 1972)

$$X = [A^T A]^{-1} A^T Y \quad (4.20)$$

De acuerdo con la descomposición de LANCZOS (1961), las matrices A y A^T pueden ser factorizadas en la forma

$$A = U \Lambda V^T \quad A^T = V \Lambda U^T \quad (4.21)$$

donde U y V son las matrices de vectores propios, asociados a valores propios no nulos de AA^T y de $A^T A$, respectivamente, Λ es una matriz diagonal cuyos elementos son las raíces positivas de los valores propios no nulos de AA^T o $A^T A$ y

$$UU^T = I \quad V^T V = I \quad (4.22)$$

En términos de esta descomposición, la solución (4.20) admite la expresión

$$X = V \Lambda^{-1} U^T Y \quad (4.23)$$

conocida como *inversa generalizada*. La presencia de valores propios próximos a cero suele dar lugar a inestabilidad en el cálculo de Λ^{-1} , lo cual conduce a la divergencia del proceso iterativo. Además, la no linealidad del problema y la falta de unicidad de la solución pueden ocasionar la convergencia hacia soluciones que, aún matemáticamente correctas, carezcan de sentido físico (mínimos locales). La técnica de *inversión estocástica*, propuesta por FRANKLIN (1970), trata de restringir la inestabilidad en el cálculo, *perturbando* la diagonal de $A^T A$ con una pequeña cantidad λ^2 (CROSSON, 1976). Con ello, se pretende garantizar una inversa no singular en (4.20). La norma a minimizar sería, ahora,

$$[Y - AX]^T [Y - AX] + \lambda^2 X^T X \quad (4.24)$$

Observemos que la inversión estocástica consiste, simplemente, en modificar levemente el problema original. Esta técnica puede generalizarse, incluyendo la posibilidad de

introducir información *a priori*, o ligaduras, sobre los elementos de \mathbf{X} , expresadas a través de una matriz \mathbf{W} . La expresión a minimizar es, entonces,

$$[\mathbf{Y}-\mathbf{A}\mathbf{X}]^T[\mathbf{Y}-\mathbf{A}\mathbf{X}] + \lambda^2[\mathbf{W}\mathbf{X}]^T[\mathbf{W}\mathbf{X}] \quad (4.25)$$

Una elección particular de \mathbf{W} conduce a la llamada inversión diferencial, orientada a la minimización de las diferencias entre las perturbaciones de los parámetros del modelo (HERRMANN, 1991). Si $\mathbf{W}=\mathbf{I}$, esta inversión es, simplemente, la estocástica.

La solución inversa estocástica viene dada por

$$\mathbf{X} = \mathbf{V}[\Lambda^2 + \lambda^2\mathbf{I}]^{-1}\Lambda\mathbf{U}^T\mathbf{Y} = \mathbf{L}\mathbf{Y} \quad (4.26)$$

donde \mathbf{L} es el operador inverso estocástico. Obviamente, esta solución se reduce a la inversa generalizada si $\lambda=0$. La matriz de covarianza de los parámetros del modelo es

$$\mathbf{C} = \mathbf{L}\mathbf{L}^T = \mathbf{V}[\Lambda^2 + \lambda^2\mathbf{I}]^{-1}\Lambda^2[\Lambda^2 + \lambda^2\mathbf{I}]^{-1}\mathbf{V}^T \quad (4.27)$$

y la varianza de los parámetros se obtiene multiplicando la matriz \mathbf{C} por la varianza de los datos. El intervalo de confianza del 95% en el parámetro X_i , asumiendo una distribución normal para sus posibles valores, viene dado por (CRAMÉR, 1972)

$$1.96\sqrt{\text{var}(X_i)} = 1.96\sigma_i \quad (4.28)$$

siendo σ_i la desviación típica de X_i . La matriz de resolución es

$$\mathbf{R} = \mathbf{L}\mathbf{A} = \mathbf{V}[\Lambda^2 + \lambda^2\mathbf{I}]^{-1}\Lambda^2\mathbf{V}^T \quad (4.29)$$

y proporciona una medida del grado de acuerdo entre la solución obtenida, \mathbf{X}^* , y la verdadera solución, \mathbf{X} ,

$$X^* = RX \quad (4.30)$$

La matriz R relaciona el conjunto de las soluciones posibles del problema con el modelo real. Como R nunca es exactamente igual a la identidad, la solución particular calculada no es la verdadera. Lo que se obtiene es una solución *suavizada*, en el sentido de que cada parámetro es una media ponderada de los parámetros que definen el modelo real. Los elementos de R expresan estos pesos. El suavizado de la solución es debido a la existencia de elementos no nulos fuera de la diagonal principal de R . Cuanto menores sean los valores de estos elementos, más acertada será la solución calculada, pues la matriz R se aproximará más a la identidad. Por el contrario, cuanto más amplia sea la banda de valores significativos, a uno y otro lados de la diagonal principal, mayor será la diferencia entre el modelo real y el calculado y, en consecuencia, peor será la resolución de este último. Los vectores fila de la matriz R definen los llamados *kernels* de resolución y cada uno de ellos está asociado a un parámetro. Su representación gráfica, como una función continua, permite visualizar si el parámetro en cuestión está bien resuelto. Para ello se requeriría que el máximo absoluto estuviera claramente asociado a dicho parámetro y bien diferenciado de posibles máximos relativos.

La inversa estocástica retarda el proceso de inversión, especialmente en el caso de que el problema planteado sea lineal, pero reduce el error en la solución y la estabiliza. Un aspecto importante a tener en cuenta es la elección del coeficiente de amortiguamiento¹ λ^2 , que permite un control sobre la inestabilidad inherente al proceso de inversión. Un valor pequeño puede dar lugar a una divergencia del proceso iterativo, mientras que un valor grande hará que la convergencia sea demasiado lenta. Este parámetro deberá elegirse de manera que los modelos tengan la mejor resolución posible, con la condición de que sean verosímiles. HERRMANN (1991) sugiere utilizar un valor grande de λ^2 , del orden del mayor de los valores propios, al principio del proceso iterativo, y reducirlo cuando se está próximo a la solución final, con el objeto de acelerar la convergencia hacia ella.

¹ *Damping factor.*

4.4.1 Inversión de las velocidades de grupo

La inversión de las velocidades de grupo del modo fundamental de las ondas Rayleigh tiene como objetivo determinar los parámetros que describen la estructura elástica. Como modelo, consideraremos un número finito de capas planas y homogéneas sobre un medio semiinfinito. Cada capa está caracterizada por la velocidad de las ondas compresionales, α , la velocidad de las ondas de cizalla, β , la densidad, ρ , y el espesor, h . Como es usual, se tendrá en cuenta la relación entre α y β

$$\alpha^2 = \frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma} \beta^2 \quad (4.31)$$

asumiendo un valor fijo del coeficiente de Poisson, σ , y la densidad no se considerará como variable en la inversión. Esta reducción del número de parámetros independientes del modelo está justificada, puesto que las ondas Rayleigh son más sensibles a los cambios en β que a las variaciones en otros parámetros estructurales (BLOCH *et al.*, 1969). Así, el modelo quedará descrito por los espesores de las capas y sus respectivos valores de β . En el proceso de inversión, como es usual, los espesores se considerarán fijos y los valores de β se estimarán a partir de las velocidades de grupo empíricas. Pequeñas perturbaciones en los valores de β de las diferentes capas se corresponderán con fluctuaciones en las velocidades de grupo del modo fundamental, para cada periodo, de acuerdo con una relación aproximadamente lineal

$$\delta U_j = \sum_{i=1}^N \frac{\partial U_j}{\partial \beta_i} \delta \beta_i \quad (j=1, \dots, M) \quad (4.32)$$

N es el número de capas del modelo y M es el número de periodos analizados. δU_j es la discrepancia entre la velocidad de grupo observada y el valor teórico calculado a partir del modelo, para el periodo T_j ; $\delta \beta_i$ es la variación en la velocidad de cizalla de la capa i y las derivadas parciales constituyen el primer término del desarrollo en serie de Taylor de δU_j . Así, el problema no lineal se reduce a una iteración de inversiones linealizadas, y la solución se obtendrá de minimizar la expresión (4.24). El vector de datos, Y , está formado por las diferencias δU_j ; los elementos de la matriz A son las

derivadas parciales de las velocidades de grupo respecto a las velocidades de cizalla y el vector \mathbf{X} , a determinar, consta de las variaciones, $\delta\beta_i$, en la velocidad de cizalla de las diferentes capas. La resolución de este problema inverso requiere poder calcular las velocidades de grupo teóricas, a partir de un modelo estructural, y las derivadas parciales de las velocidades de grupo respecto a las velocidades de cizalla.

De acuerdo, por ejemplo, con AKI and RICHARDS (1980) o KEILIS-BOROK *et al.* (1989), las ecuaciones diferenciales del movimiento de las ondas Rayleigh pueden formularse en términos de las funciones propias de los desplazamientos y de los esfuerzos. Existen diversas técnicas de resolución de este problema de valores y vectores propios. AKI and RICHARDS (1980) describen y analizan la integración numérica de estas ecuaciones diferenciales, mediante el método de Runge-Kutta, así como el método matricial de THOMSON (1950), corregido por HASKELL (1953), que permite obtener la ecuación de dispersión para las ondas Rayleigh (ver también BATH, 1968), de cuya solución se obtiene la velocidad de fase, c_R , para los periodos y modos de interés. El método de Thomson-Haskell, aplicable a un modelo de Tierra compuesto por capas homogéneas sobre un semiespacio, constituye un caso particular del método de las matrices propagadoras, introducido en sismología por GILBERT and BACKUS (1966). AKI and RICHARDS (1980) muestran también que es posible obtener expresiones operativas para la velocidad de grupo y las derivadas parciales de la velocidad de fase respecto a los parámetros del medio, mediante la aplicación de técnicas variacionales (BATH, 1968). Estas fórmulas, que se expresan en términos de las llamadas integrales de energía, presentan la indudable ventaja de que la integración numérica es siempre más estable que la derivación.

Siguiendo a AKI and RICHARDS (1980), se parte de la expresión del lagrangiano, L , para un sólido elástico lineal,

$$L = T - V \quad (4.33)$$

donde T es la energía cinética y V es la energía de deformación elástica. Se considera un medio isótropo y verticalmente inhomogéneo y se introducen las expresiones de las

densidades de energía instantánea (cinética y de deformación). Teniendo en cuenta las condiciones de contorno de los desplazamientos y de los esfuerzos y las condiciones de continuidad de los esfuerzos, e integrando para un periodo y todas las capas, se obtiene, para las ondas Rayleigh, la expresión

$$L = \omega^2 I_0 - k^2 I_1 - 2k I_2 - I_3 \quad (4.34)$$

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

$$I_0 = \int_0^\infty \rho [r_1^2 + r_2^2] dz \quad (4.35)$$

$$I_1 = \int_0^\infty [\mu r_1^2 + (\lambda + 2\mu) r_2^2] dz \quad (4.36)$$

$$I_2 = \int_0^\infty \left[\mu r_1 \frac{dr_2}{dz} - \lambda r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz \quad (4.37)$$

$$I_3 = \int_0^\infty \left[(\lambda + 2\mu) \left(\frac{dr_1}{dz} \right)^2 + \mu \left(\frac{dr_2}{dz} \right)^2 \right] dz \quad (4.38)$$

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

$$\omega^2 I_0 = k^2 I_1 + 2k I_2 + I_3 \quad (4.39)$$

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

$$U_R = \frac{d\omega}{dk} = \frac{kI_1 + I_2}{\omega I_0} \quad (4.40)$$

Perturbando λ , μ y ρ en la ecuación (4.39), y teniendo en cuenta que

$$\rho \alpha^2 = \lambda + 2\mu \quad \rho \beta^2 = \mu \quad \omega = kc \quad (4.41)$$

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

$$\frac{\partial c_R}{\partial \alpha_i} = \frac{\alpha_i \rho_i}{U_R I_0} \int_{z_i - d_i}^{z_i} \left(r_2 - \frac{1}{k} \frac{dr_1}{dz} \right)^2 dz \quad (4.42)$$

$$\frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} = \frac{\beta_i \rho_i}{U_R I_0} \int_{z_i - d_i}^{z_i} \left[\left(r_1 + \frac{1}{k} \frac{dr_2}{dz} \right)^2 + \frac{4}{k} r_2 \frac{dr_1}{dz} \right] dz \quad (4.43)$$

donde ρ_i es la densidad, d_i el espesor y z_i el límite inferior de la capa i . Teniendo en cuenta la relación entre las velocidades de grupo y de fase (RODI *et al.*, 1975), la derivada parcial de la velocidad de grupo respecto a β_i es, finalmente,

$$\frac{\partial U_R}{\partial \beta_i} = \frac{U_R}{c_R} \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} + \frac{U_R^2}{c_R^2} \left(\frac{T}{c_R} \frac{\partial c_R}{\partial T} \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} - T \frac{\partial}{\partial T} \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} \right) \quad (4.44)$$

4.4.2 Inversión de los coeficientes de atenuación

El propósito de la inversión de los coeficientes de atenuación aparente, $\gamma(\omega)$, obtenidos para el modo fundamental de las ondas Rayleigh, es determinar los parámetros que describen la estructura anelástica. Considerando, como en el caso anterior, un modelo de Tierra formado por un número finito de capas planas y homogéneas sobre un

semiespacio, la estructura anelástica vendrá caracterizada por el valor que toma en cada capa el factor de calidad intrínseco para las ondas de cizalla, Q_β , o, más exactamente, su inverso, Q_β^{-1} (fricción interna).

El coeficiente de atenuación, γ , definido a través de la ecuación (3.12), da cuenta de la disminución de la amplitud del movimiento con la distancia, mientras que el factor de calidad, Q , evalúa su variación en el tiempo. La resolución del problema inverso requiere conocer la relación entre estos dos parámetros que caracterizan las propiedades anelásticas del medio.

El parámetro adimensional Q viene definido por

$$\frac{2\pi}{Q} = -\frac{\Delta E}{E} \quad (4.45)$$

donde ΔE es la energía disipada, por ciclo, en una excitación armónica, dentro de un cierto volumen, y E es la energía total almacenada en dicho volumen. Teniendo en cuenta que la energía de un movimiento armónico viene dada por

$$E = \frac{1}{2}KA^2 \quad (4.46)$$

siendo K una constante, es sencillo deducir que la variación temporal de la amplitud, A , es

$$A = A_0 e^{-\frac{\pi}{QT}(t-t_0)} \quad (4.47)$$

donde T es el periodo y A_0 es la amplitud en el instante t_0 . Por otra parte, siguiendo a AKI and RICHARDS (1980), la variación de la amplitud con la distancia, r , en un ciclo, viene dada por

$$\Delta A = \frac{dA}{dr} \lambda \quad (4.48)$$

donde la longitud de onda, λ , es

$$\lambda = cT \quad (4.49)$$

Teniendo en cuenta la relación (4.46) entre A y E y la definición de Q , dada por (4.45), e integrando la ecuación (4.48), se obtiene que, para las ondas Rayleigh, la variación espacial de la amplitud viene dada por la expresión

$$A = A_0 e^{-\frac{\pi}{Q_R c_R T} (r-r_0)} \quad (4.50)$$

donde Q_R es el factor de calidad de las ondas Rayleigh, c_R es su velocidad de fase y A_0 es la amplitud a una distancia r_0 del foco. Por comparación directa con la ecuación (3.13), se obtiene la relación entre el coeficiente de atenuación, γ_R , y el factor de calidad, Q_R , de las ondas Rayleigh

$$\gamma_R = \frac{\pi}{Q_R c_R T} \quad (4.51)$$

De acuerdo con ANDERSON *et al.* (1965), Q_R puede expresarse en términos de los factores de calidad intrínsecos para las ondas compresionales y de cizalla, Q_α y Q_β , de la velocidad de fase de las ondas Rayleigh, c_R , y de las velocidades α y β . Suponiendo que las pérdidas de energía bajo esfuerzos compresivos puros son pequeñas, se tiene

$$Q_\alpha^{-1} \approx \frac{4}{3} \frac{\beta^2}{\alpha^2} Q_\beta^{-1} \quad (4.52)$$

y asumiendo, como es usual,

$$\alpha^2 \approx 3\beta^2 \quad (4.53)$$

se obtiene, finalmente, la relación entre el coeficiente de atenuación, γ_R , determinado para el periodo T , y el inverso del factor de calidad intrínseco para las ondas de cizalla, Q_β^{-1} (ANDERSON *et al.*, 1965)

$$\gamma_R = \frac{\pi}{Tc_R^2} \sum_{i=1}^N \left(\frac{\alpha_i}{2} \frac{\partial c_R}{\partial \alpha_i} + \beta_i \frac{\partial c_R}{\partial \beta_i} \right) Q_{\beta_i}^{-1} \quad (4.54)$$

para el caso de un modelo formado por N capas homogéneas sobre un semiespacio. El subíndice i hace referencia al número de la capa. Las derivadas parciales de la velocidad de fase, c_R , respecto de las velocidades compresional y de cizalla, α_i y β_i , de la capa i , vienen dadas por las expresiones (4.42) y (4.43). Se asumirá que Q_β^{-1} es independiente de la frecuencia en el rango de periodos de interés.

La resolución del problema inverso permitirá deducir los valores de Q_β^{-1} , para cada capa del modelo, a partir de los valores experimentales de γ_R , determinados para cada uno de los periodos analizados. De nuevo, la solución se obtendrá de minimizar la expresión (4.24). El vector de datos, \mathbf{Y} , estará formado por los valores de γ_R , los elementos de la matriz \mathbf{A} contienen los términos que figuran entre paréntesis en la ecuación (4.54), afectados del factor que los precede, y el vector \mathbf{X} , que deberemos determinar, constará de los valores de Q_β^{-1} correspondientes a las diferentes capas del modelo.

Conviene mencionar que, aunque la inversión para Q_β^{-1} es lineal, la aplicación de la inversión estocástica, con un coeficiente de amortiguamiento, introduce, de hecho, una leve modificación en el problema original, motivo por el cual será necesario un proceso iterativo para llegar a la solución final.

4.5 Resumen

En este capítulo se han descrito los métodos de análisis que se aplicarán a las curvas de dispersión de la velocidad de grupo y a los valores del coeficiente de atenuación, con el propósito de investigar la estructura elástica y anelástica de la cuenca del mar Mediterráneo. El método de Yanovskaya ha sido el elegido para obtener los valores locales de la velocidad de grupo a partir de las velocidades aparentes determinadas a lo largo de las trayectorias sísmicas. El concepto de poder de resolución, que establece la mínima separación requerida entre los puntos del dominio para que sus respectivas velocidades locales estén bien resueltas, proporciona un criterio para escoger el tamaño de la malla en que se discretizará la cuenca mediterránea. Las curvas de dispersión locales definidas para cada celda constituyen la base para dos procedimientos distintos de análisis. Por un lado, se llevará a cabo una regionalización del Mediterráneo, de acuerdo con las propiedades dispersivas observadas, para lo cual se aplicarán algoritmos de *clustering*, que permiten una clasificación objetiva y automática del dominio, sin necesidad de introducir consideración previa alguna. Por otra parte, se realizará una tomografía elástica, mediante la inversión de las curvas de dispersión locales. El algoritmo de inversión estocástica, que también se aplicará en la inversión de las curvas de dispersión regionales y de las curvas de atenuación aparente, será el utilizado. Cierra el presente capítulo una breve revisión teórica que conduce a la obtención de las relaciones entre las velocidades de grupo y la velocidad de las ondas de cizalla y entre los coeficientes de atenuación anelástica y el inverso del factor de calidad intrínseco de las ondas de cizalla, magnitudes que caracterizarán la variación en profundidad de las propiedades elásticas y anelásticas del medio.

**Estructura elástica y anelástica
del mar Mediterráneo**

5 Base de datos

5.1 Introducción

La selección de los sismogramas que han de configurar la base de datos es la etapa preliminar de nuestro trabajo, puesto que éste va a servirse de la sismicidad natural de la Tierra. La primera cuestión a resolver ha sido la elección de las estaciones sísmicas cuyos registros se van a utilizar. En nuestro caso, hemos optado por las estaciones que participan en el proyecto MEDNET, y que están instaladas en algunos países del área mediterránea. Teniendo presente el periodo de operación de cada una de las estaciones, y de acuerdo con la metodología a seguir, hemos procedido a una selección, sobre el catálogo de sismicidad mundial del USGS¹, de los eventos de interés, tanto por la localización del epicentro y la profundidad del hipocentro, como por su magnitud.

En este sentido, se ha llevado a cabo una doble selección. Se han considerado, por una parte, los eventos y los registros adecuados para la aplicación del método de las dos estaciones, que permitirá la determinación de los coeficientes de atenuación aparente del medio entre las dos estaciones y el subsiguiente estudio de su estructura anelástica. Mediante este método es posible obtener también, por supuesto, las velocidades de grupo y de fase aparentes, a partir de las cuales investigar la estructura elástica del medio. No obstante, la estructura elástica puede ser estudiada por otra vía, mediante el análisis de las velocidades de grupo aparentes determinadas para trayectorias entre

¹ *United States Geological Survey.*

sismos regionales, cuyo epicentro se halle en la propia zona a estudiar, y las estaciones consideradas. Por este motivo, se ha procedido a una nueva selección de los eventos y registros apropiados, de acuerdo con esta segunda posibilidad. A continuación, se ha llevado a cabo un análisis comparativo de la densidad y de la homogeneidad del cubrimiento de la cuenca mediterránea que resultaría en ambas situaciones, con el propósito de optar, en el caso del estudio de la estructura elástica, por uno de los dos caminos posibles, el que ofrezca el cubrimiento más idóneo.

5.2 Las estaciones sísmicas del proyecto MEDNET

El proyecto MEDNET (BOSCHI *et al.*, 1988, 1991a, 1991b; GIARDINI *et al.*, 1992) nació en 1987, impulsado por el *Istituto Nazionale di Geofisica* (Italia), con el propósito de disponer, al cabo de unos años, de una red de 12-15 estaciones *very-broad-band* (VBB) en el área mediterránea, algunas propias y otras pertenecientes a otras instituciones, como las estaciones de San Pablo y Trieste. Las motivaciones eran tanto los intereses de la investigación científica como la vigilancia sísmica en una región notablemente activa como es la mediterránea. Algunas estaciones comenzaron a operar en 1990 y otras se han ido incorporando a la red en años posteriores. La tabla 5.1 relaciona las estaciones que han sido consideradas en una o ambas partes de este trabajo.

Tabla 5.1 Estaciones del proyecto MEDNET consideradas en este estudio

Código	Localización	Latitud	Longitud	Altura (m)	Red
AQU	L'Aquila, Italia	42.3540°N	13.4050°E	710	MEDNET
BGY	Belgrado, Yugoslavia	44.8026°N	20.5158°E	250	MEDNET
BNI	Bardonecchia, Italia	45.0520°N	6.6780°E	1400	MEDNET
GFA	Gafsa, Túnez	34.3382°N	9.7265°E	250	MEDNET
KEG	Kottamya, Egipto	29.9275°N	31.8292°E	460	MEDNET
MDT	Midelt, Marruecos	32.8170°N	4.6140°W	1200	MEDNET
MEB	Medea, Argelia	36.3030°N	2.7300°E	500	MEDNET
PAB	San Pablo, España	39.5458°N	4.3483°W	925	IGN/IRIS
TOL	Toledo, España	39.8800°N	4.0500°W	480	IGN/IRIS
TTE	Trieste, Italia	45.6600°N	13.7900°E	92	U. Trieste
VSL	Villasalto, Italia	39.4960°N	9.3780°E	370	MEDNET

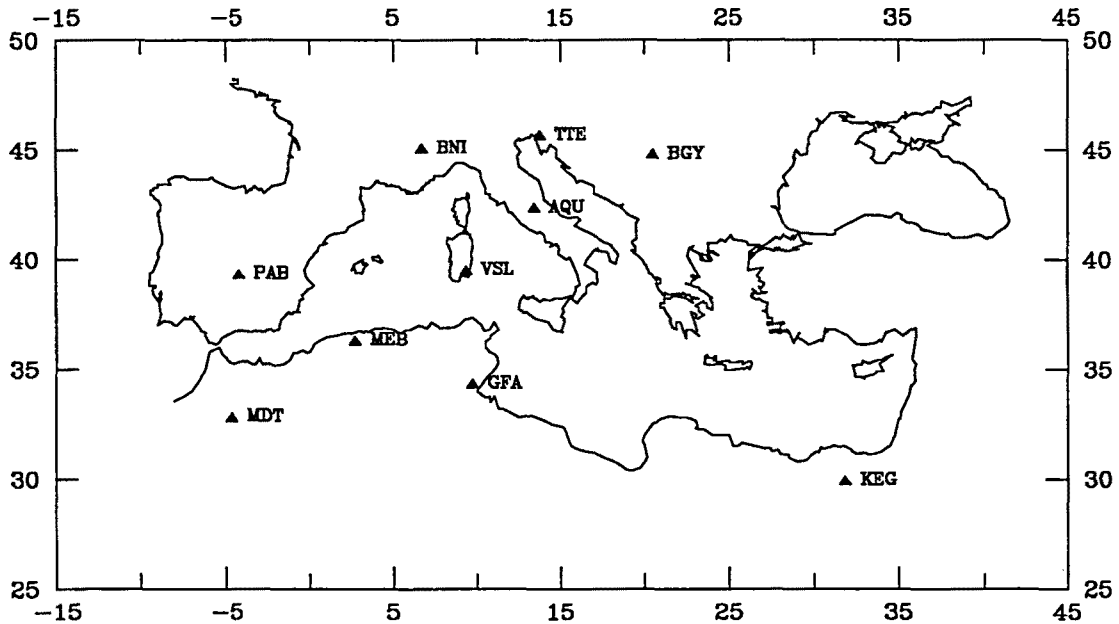


Fig. 5.1 Localización de las estaciones del proyecto MEDNET consideradas

La figura 5.1 muestra la localización de las estaciones. La estación de Toledo fue trasladada a una ubicación muy próxima, San Pablo (PAB), en noviembre de 1992.

Las estaciones *very-broad-band* del proyecto MEDNET disponen de un sensor STS-1/VBB (WIELANDT and STRECKEISEN, 1982) y registran, de manera continua, las tres componentes del movimiento del terreno. La respuesta en velocidad es plana para una banda de frecuencias entre 0.003 Hz y 6 Hz, como

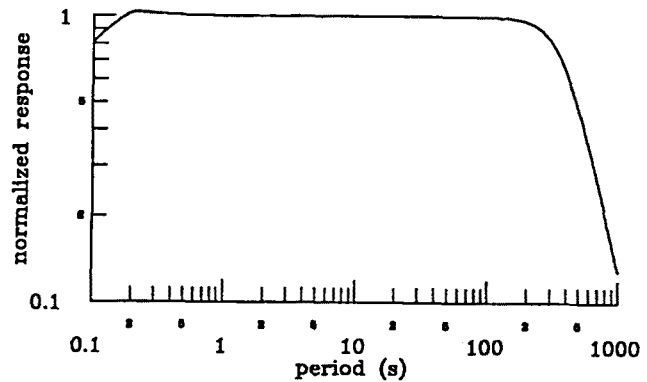


Fig. 5.2 Respuesta instrumental de las estaciones del proyecto MEDNET

puede observarse en la gráfica de la figura 5.2, con un rango dinámico de más de 140 dB, que abarca los instrumentos tradicionales de corto y largo periodo. La conversión de analógico a digital se realiza con un intervalo de muestreo de 20 muestras/s (canal VBB). El sistema proporciona, asimismo, salidas digitales a 1 muestra/s (periodo largo) y 0.1 muestras/s (periodo muy largo).

5.3 Selección preliminar de eventos y análisis del cubrimiento

En la primera visita realizada al *Istituto Nazionale di Geofisica*, en mayo de 1995, con el propósito de adquirir los datos necesarios para nuestro estudio, los registros disponibles de las estaciones MEDNET abarcaban el periodo de 1990 a 1993, aunque, como se ha mencionado en §5.2, no todas las estaciones de la red habían comenzado a operar simultáneamente. Además, diversos problemas de funcionamiento habían dado lugar a ausencias de registro de algunas de ellas, que afectaban a intervalos de tiempo notables. En este sentido, la información precisa y detallada acerca de los días en que había operado cada una de las estaciones (facilitada por el Dr. S. Mazza del *Istituto Nazionale di Geofisica*) fue de gran utilidad para realizar una preselección de datos esmerada y realista.

Por lo que se refiere a la selección de sismos regionales, se consideraron eventos cuyo epicentro estuviera localizado entre 29°N y 49°N de latitud y entre 10°W y 40°E de longitud, con el objetivo de que las trayectorias entre los sismos y las estaciones de la red discurrieran, en su mayor parte, a través de la zona de interés, esto es, la cuenca mediterránea. Teniendo presente que nuestro problema tomográfico debería basarse en ondas superficiales registradas a escala regional, se limitó el rango de magnitudes de las ondas superficiales (M_S) al intervalo 4.5–6.5. Asimismo, se descartaron eventos cuya profundidad hipocentral fuera superior a unos 50 km y los registros correspondientes a distancias epicentrales demasiado cortas como para que el tren de ondas superficiales pudiera haberse desarrollado suficientemente. De acuerdo con estos requisitos, se seleccionaron cerca de 60 eventos, que proporcionaban algo más de 200 registros. Las trayectorias sísmicas correspondientes vienen representadas en la figura 5.3.

En relación a la selección de eventos orientada a la aplicación del método de las dos estaciones, se consideraron, principalmente, sismos a distancia media y larga, de magnitud M_S superior a 5.0 ó 5.5, según fuera la distancia epicentral, y, como en el caso anterior, de profundidad hipocentral inferior a unos 50 km. Los requisitos impuestos en esta selección, de acuerdo con lo expuesto en el apartado §3.6, han consistido en limitar a un máximo de 3°, tanto la diferencia de los azimuts de las trayectorias entre el sismo y las dos estaciones, como el ángulo formado por el círculo

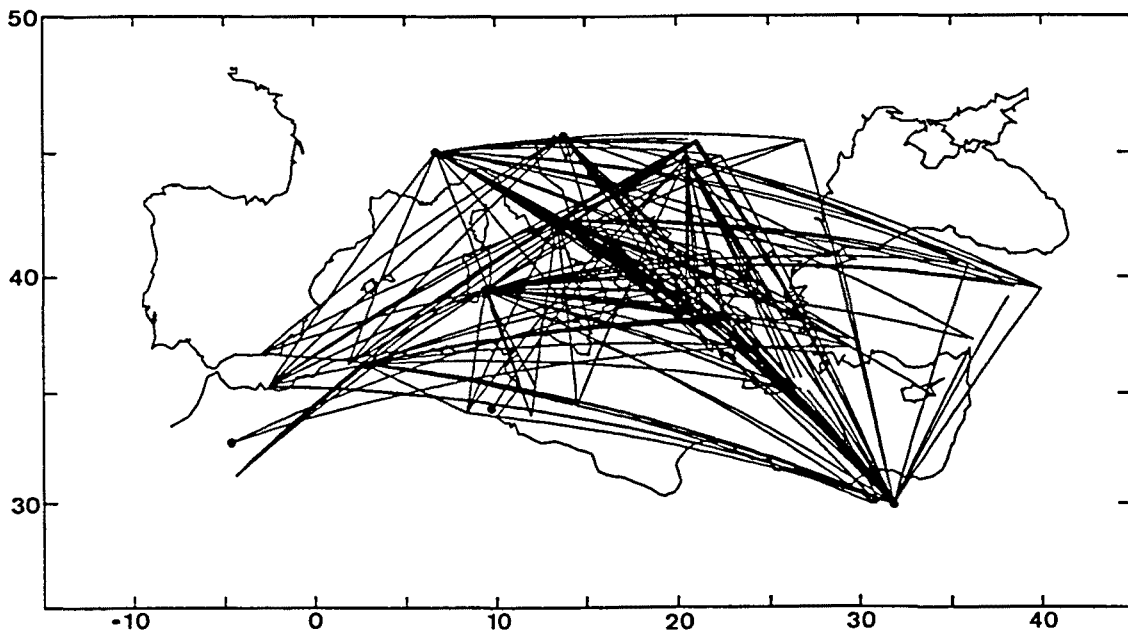


Fig. 5.3 Trayectorias entre sismos regionales y estaciones, correspondientes a los eventos y registros seleccionados, para el periodo 1990/93

máximo definido por las dos estaciones y el determinado por el epicentro y la estación más alejada de él (BADAL *et al.*, 1993). Los 80 eventos así elegidos nos proporcionarían el cubrimiento potencial que se representa en la figura 5.4.

De la observación de la figura 5.3 se advierte que el cubrimiento correspondiente a las trayectorias entre sismos regionales y las estaciones de la red es suficientemente denso y homogéneo como para abordar, con los datos disponibles hasta la fecha, una tomografía elástica detallada de la cuenca mediterránea, por lo que se optó por esta base de datos para desarrollar este estudio. La figura 5.4 pone de manifiesto que el cubrimiento que resultaría de la aplicación del método de las dos estaciones no va a alcanzar el mismo grado de homogeneidad y densidad, aun cuando un periodo suficientemente prolongado de operación regular de las estaciones permitiera disponer de registros para todos los pares posibles. Una mejora sustancial del cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones requeriría la instalación de nuevas estaciones, en ubicaciones cuidadosamente elegidas con tal fin, tal y como revelaron nuestros estudios previos a este trabajo, en los que realizamos un análisis cuantitativo del cubrimiento en ambas situaciones, a partir de algunos conceptos de la teoría matemática de la información. La exposición detallada de la metodología aplicada en

este análisis, junto con el desarrollo de un algoritmo que permitiría determinar la ubicación óptima de nuevas estaciones, desde el punto de vista de un estudio tomográfico, puede hallarse en MARTÍNEZ *et al.* (1996).

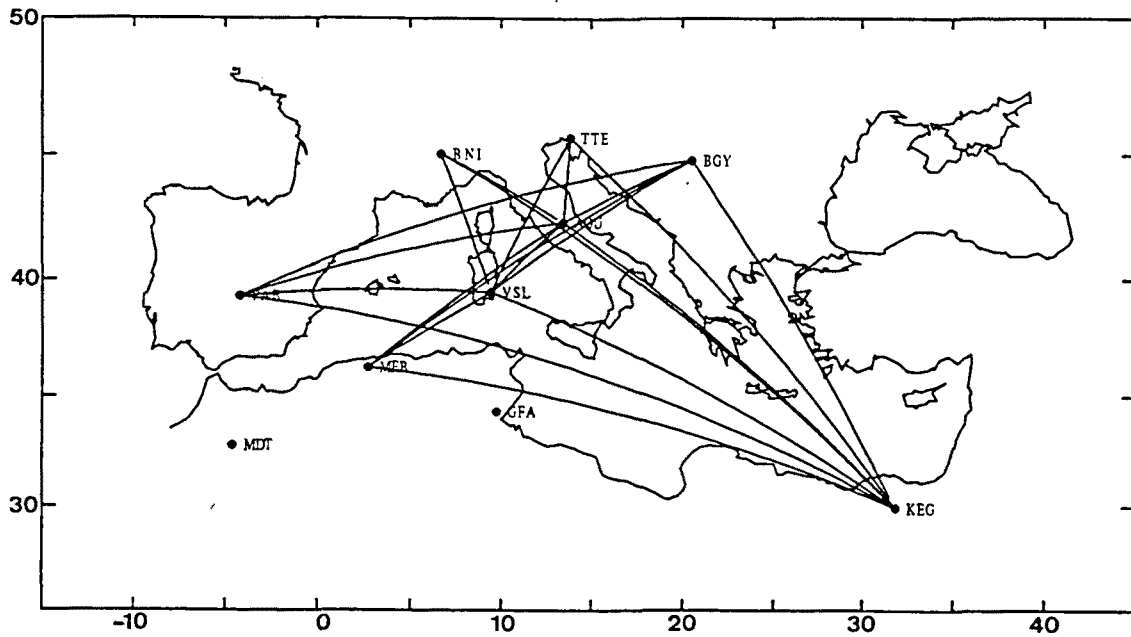


Fig. 5.4 Cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones, para los eventos seleccionados en el periodo 1990/93

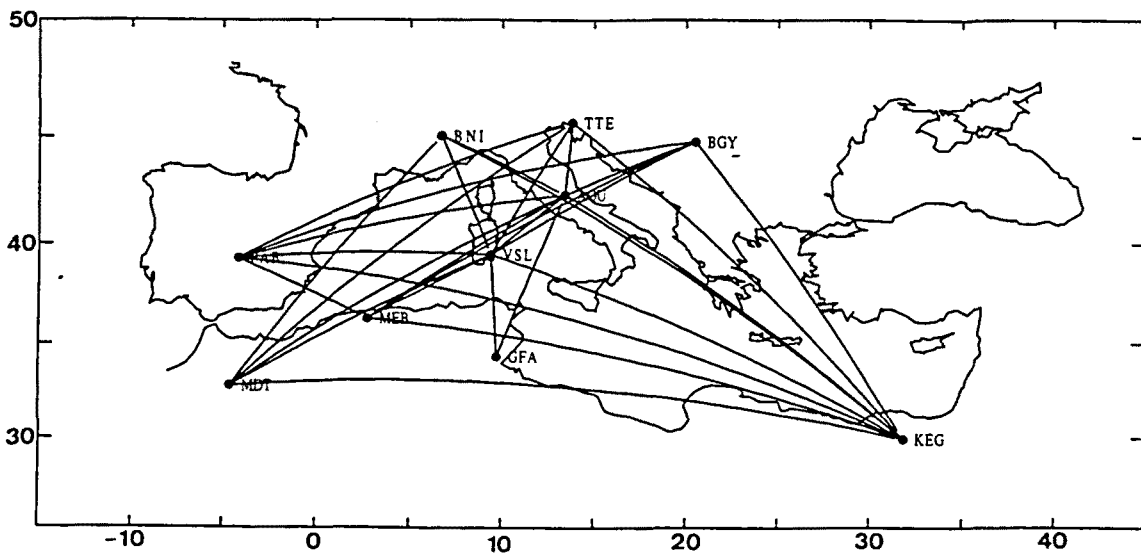


Fig. 5.5 Cubrimiento potencial proporcionado por el método de las dos estaciones, para los sismos seleccionados en el periodo 1990/95

Aunque el cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones no es todo lo bueno que sería deseable, es de lo que disponemos para realizar una aproximación a la estructura anelástica de la cuenca mediterránea. Con el propósito de que nuestra base de datos fuera lo más completa posible, dentro de las limitaciones inherentes a las características de la red, se decidió aguardar hasta el último momento, en junio de 1997, cuando el periodo de registro disponible llegaba a mayo de 1995, para llevar a cabo una segunda vuelta de adquisición de datos en el *Istituto Nazionale di Geofisica*. El Instituto Geográfico Nacional facilitó los registros correspondientes a la estación de San Pablo (PAB). Los 100 sismos seleccionados en esta ocasión, que incluyen algunos del periodo 1990/93, cuya adquisición no fue posible en la primera visita, junto con los 80 anteriores (180 eventos, en total), nos proporcionarían el cubrimiento potencial que se muestra en la figura 5.5.

5.4 Registros utilizados en el estudio de la estructura elástica

De los cerca de 60 eventos regionales y algo más de 200 registros preseleccionados, pertenecientes al periodo 1990/93, se encontraron 180 registros, correspondientes a 50 sismos. Algunas señales debieron ser descartadas de entrada, bien por su deficiente calidad, bien porque el registro carecía de continuidad. Tal como se explicó en el capítulo 3, el tren de ondas Rayleigh extraído de cada registro es preprocesado y filtrado, con el objeto de obtener la curva de dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental, para cada una de las trayectorias consideradas. Durante esta fase del trabajo, otros registros han debido ser, asimismo, descartados. En ocasiones, no es posible correlacionar una curva de dispersión razonablemente continua. Otras veces, o simultáneamente, se obtienen valores inverosímiles para la velocidad de grupo. Diversos factores pueden estar en el origen de estas dificultades: una relación señal/ruido no suficientemente alta; errores de determinación o transcripción de las características de los sismos indicadas en el catálogo; o bien eventuales fallos de funcionamiento del reloj de las estaciones, lo cual no es, en absoluto, descartable, de acuerdo con la información facilitada por el *Istituto Nazionale di Geofisica*, referente a las diversas incidencias ocurridas a lo largo del periodo de operación de las estaciones MEDNET. Las inhomogeneidades laterales también pueden ocasionar errores en la

determinación de las velocidades de grupo, puesto que son susceptibles de dar lugar a llegadas múltiples (que, en general, podrán ser detectadas y eliminadas gracias a las técnicas de filtrado) y/o a desviaciones de la trayectoria sísmica respecto del círculo máximo, aunque conviene tener presente que estamos considerando sismos regionales, por lo que, dado el rango de distancias epicentrales de que se trata, a menudo inferior a 1000 km, estos efectos van a ser poco significativos.

Una vez concluido el proceso de análisis de las 180 señales adquiridas, y eliminadas aquéllas que, por unas u otras causas, no han podido ser utilizadas, nuestra base de datos para el estudio de la estructura elástica consta de 107 registros, correspondientes a 42 eventos regionales, que proporcionan las trayectorias sísmicas representadas en el mapa de la figura 5.6. El cubrimiento de la cuenca mediterránea que resulta es notablemente bueno, aunque en los extremos NW y SE y hacia el sur del Mediterráneo central, la densidad de trayectorias es algo menor. La tabla 5.2 presenta los características relativas a los eventos considerados: fecha, hora origen, localización del epicentro, magnitud (M_s) y profundidad del hipocentro y, para cada uno de ellos, las estaciones cuyos registros han sido utilizados.

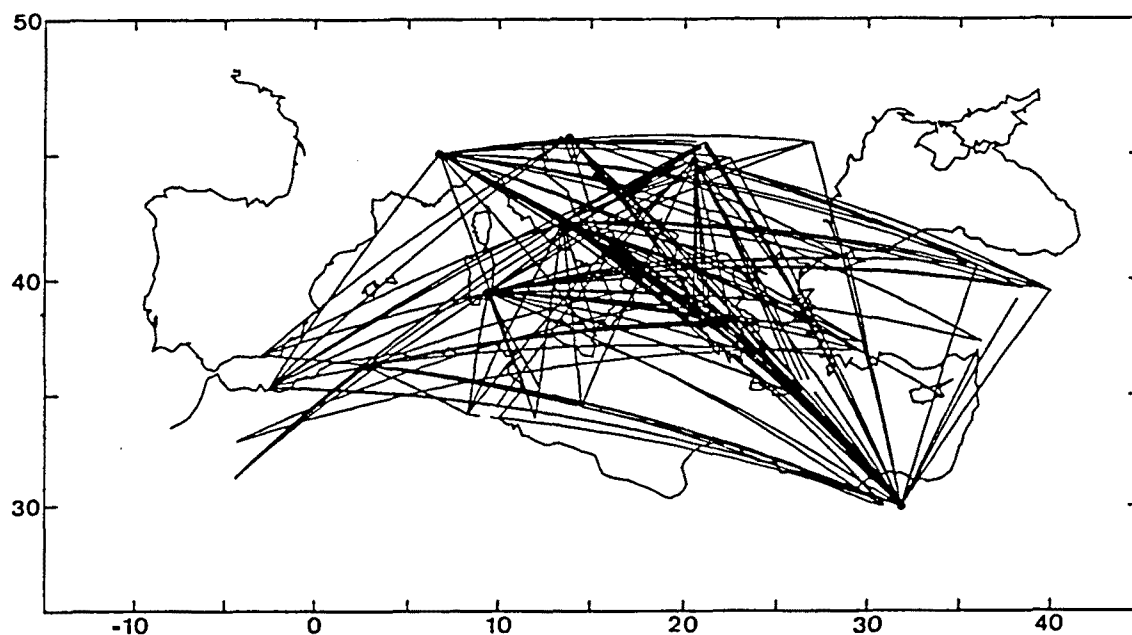


Fig. 5.6 Trayectorias entre sismos regionales y estaciones, correspondientes a los registros utilizados en el estudio de la estructura elástica de la cuenca mediterránea

Tabla 5.2 Eventos y estaciones utilizados en el estudio de la estructura elástica

n°	fecha (día-mes-año)	hora origen (h-min-s UT)	lat. (°N)	long. (°E)	M_s	prof. (km)	estaciones
1	05 05 1990	07 21 29.5	40.775	15.766	5.4	10	VSL
2	16 06 1990	02 16 21.1	39.258	20.528	5.2	32	BNI, VSL
3	11 11 1990	11 57 37.2	33.985	11.941	5.0	10	AQU, BNI, VSL
4	27 11 1990	04 37 58.5	43.853	16.633	5.6	24	AQU, BNI
5	27 11 1990	04 51 36.4	43.895	16.641	5.1	10	BNI
6	13 12 1990	00 24 25.7	37.300	15.438	5.3	11	AQU, KEG
7	21 12 1990	06 57 42.9	41.004	22.300	5.9	13	AQU, KEG
8	12 02 1991	09 54 58.3	40.816	28.878	4.6	10	AQU, KEG, TTE, VSL
9	19 03 1991	12 09 24.8	34.825	26.335	5.4	23	AQU, VSL
10	10 04 1991	01 08 39.6	37.359	36.221	4.5	10	VSL
11	26 05 1991	12 26 00.2	40.730	15.765	4.8	8	BGY, KEG, TTE, VSL
12	26 06 1991	11 43 35.7	38.435	21.098	5.1	40	BNI, TTE
13	12 07 1991	10 42 21.2	45.364	21.057	5.7	11	KEG, VSL
14	18 07 1991	11 56 30.6	44.888	22.407	5.5	12	AQU, KEG, VSL
15	19 07 1991	01 27 32.0	45.312	21.053	4.9	10	AQU, BNI, KEG, VSL
16	27 07 1991	11 38 12.7	37.291	29.739	4.5	22	AQU, BNI, KEG, VSL
17	01 09 1991	01 16 03.2	45.474	26.916	4.8	35	AQU, BNI, VSL
18	02 12 1991	08 49 40.2	45.498	21.115	5.6	9	AQU, VSL
19	12 02 1992	15 59 48.2	40.550	35.864	4.7	11	AQU, TTE, VSL
20	12 03 1992	13 05 55.2	35.308	-2.532	5.2	22	AQU, BGY, TTE, VSL
21	15 03 1992	16 16 24.2	39.532	39.929	5.8	21	AQU, BGY, VSL
22	20 03 1992	05 37 23.9	36.662	24.520	5.0	14	AQU, VSL
23	21 04 1992	17 42 45.9	34.860	26.346	4.5	25	AQU, BGY, TTE, VSL
24	30 04 1992	11 44 38.9	35.059	26.655	5.7	20	TTE
25	30 05 1992	18 55 40.1	38.079	21.444	5.0	31	KEG
26	12 06 1992	19 16 43.9	34.159	8.333	4.8	10	AQU, BGY, KEG, MEB, VSL
27	29 09 1992	15 04 08.1	34.478	14.483	5.3	10	AQU, KEG, MEB
28	12 10 1992	13 09 55.5	29.778	31.144	5.3	22	AQU, MEB, VSL
29	23 10 1992	09 11 09.0	31.355	-4.318	5.2	29	AQU, MEB, VSL
30	30 10 1992	10 43 58.4	31.284	-4.372	5.2	26	AQU, VSL
31	06 11 1992	19 08 09.2	38.160	26.998	6.0	17	AQU, BGY, MEB
32	18 11 1992	21 10 41.4	38.307	22.452	5.7	15	AQU, BGY
33	04 02 1993	02 22 57.1	38.242	22.668	4.7	32	AQU, MEB
34	22 03 1993	11 03 43.5	34.697	34.402	5.0	32	AQU
35	13 06 1993	23 26 40.4	39.363	20.495	4.9	20	BGY, KEG, VSL
36	14 06 1993	19 59 42.6	39.624	38.410	4.5	26	AQU, BGY, KEG, VSL
37	14 07 1993	12 31 49.4	38.224	21.756	5.5	23	KEG, MEB
38	26 08 1993	10 03 57.5	36.736	28.051	4.5	33	MEB
39	10 09 1993	16 02 32.3	35.039	12.366	4.9	10	KEG, MEB
40	04 11 1993	05 18 37.4	38.372	22.002	5.2	17	KEG, VSL
41	23 12 1993	14 22 35.1	36.756	-2.937	4.9	27	KEG, TTE, VSL
42	24 12 1993	21 53 19.8	40.158	19.815	4.6	25	AQU, KEG, TTE, VSL

5.4.1 Curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente

Las curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente del modo fundamental de las ondas Rayleigh, para cada una de las trayectorias sismo-estación consideradas, se han determinado mediante la aplicación, a la componente vertical de los registros, de las técnicas digitales de filtrado explicadas en el capítulo 3, y siguiendo el procedimiento que se esquematizaba en la figura 3.1.

Las figuras 5.7–5.13 ilustran, para algunos registros, el proceso de obtención de las curvas de dispersión empíricas. En la parte superior de las figuras puede observarse la traza en bruto (antes del preprocesado) de la componente Z del sismograma registrado en la estación indicada, para el evento de que se trate, y la distancia epicentral. Es de destacar la buena calidad de los registros de las estaciones AQU, MEB y TTE (Figs. 5.7, 5.11 y 5.12, respectivamente). Las dos líneas verticales limitan la ventana temporal que corresponde al tren de ondas elegido. Este tren de ondas es filtrado mediante la MFT para obtener los tiempos de grupo, en función del periodo, a partir de los cuales, aplicando el TVF, se sintetiza el modo fundamental. En la parte central de las figuras, se muestra la señal filtrada así obtenida, junto con la escala de tiempo. Aplicando la MFT a esta señal filtrada, se obtiene, finalmente, la curva de dispersión de la velocidad de grupo, que se representa en la parte inferior de las figuras.

Es interesante resaltar que la aplicación del TVF mejora la extracción del modo fundamental, eliminando las interferencias debidas a los modos superiores y al ruido de fondo, lo que permite, en algunos casos, extender el análisis a un rango más amplio de periodos, en especial, por lo que se refiere a periodos cortos (CORCHETE *et al.*, 1989; MARTÍNEZ *et al.*, 1997). Recordemos que, para periodos inferiores a 6 s, la sola aplicación de la MFT no suele ofrecer buenos resultados, pues los modos individuales están poco separados en el tiempo (HERRMANN, 1973). La curva de dispersión de la figura 5.7, que se extiende hasta un periodo de 3 s, y las de las figuras 5.12 y 5.13, que llegan hasta 1 s, ilustran este aspecto. También merece ser destacado el aislamiento del modo fundamental, conseguido mediante el TVF, para el registro de la estación BGY (Fig. 5.8), cuya relación señal/ruido es baja. Ello ha hecho posible, cuando menos, determinar las velocidades de grupo hasta un periodo de 60 s.

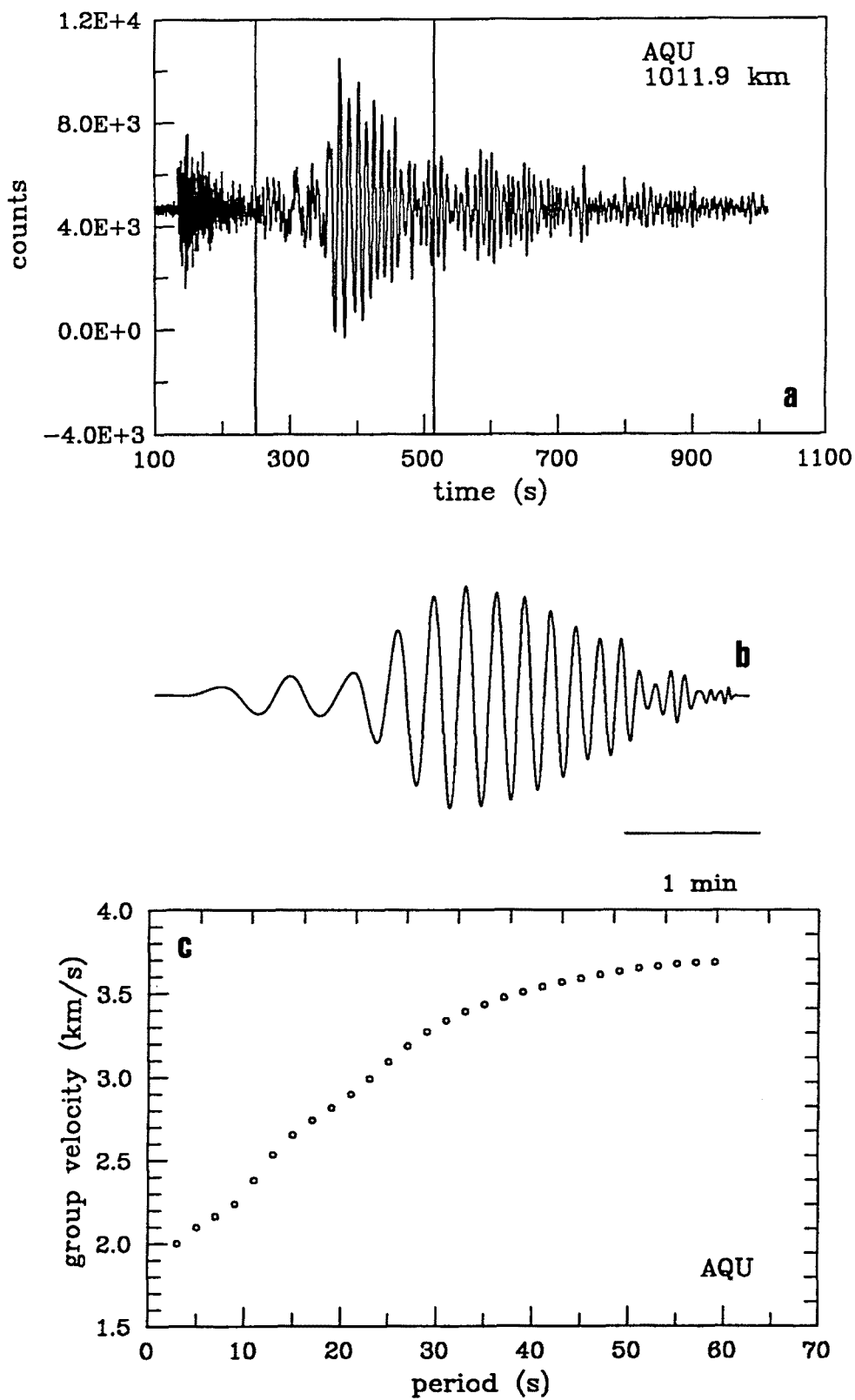


Fig. 5.7 (a) Registro obtenido en la estación AQU para el evento n^o 26 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica

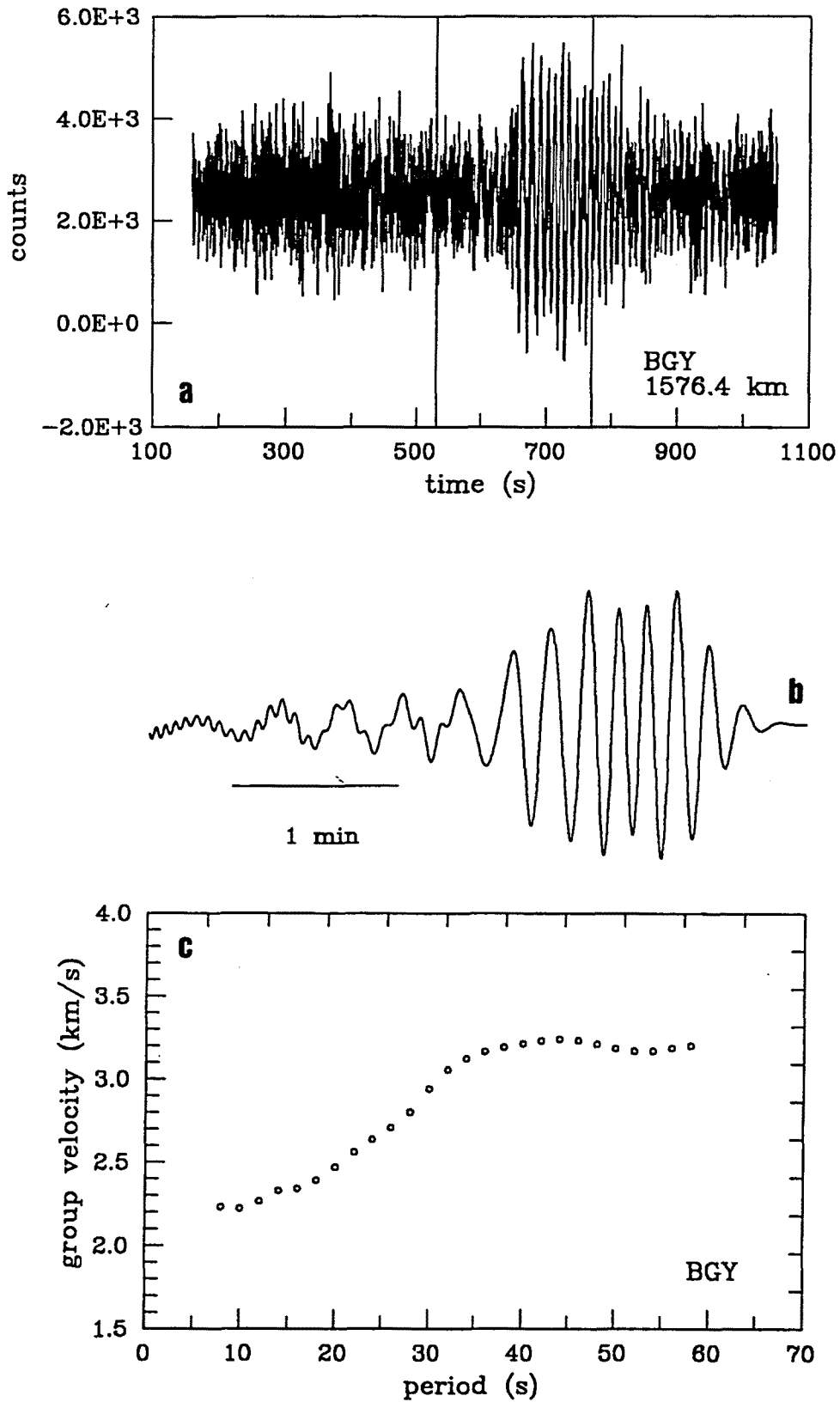


Fig. 5.8 (a) Registro obtenido en la estación BGY para el evento n° 26 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica

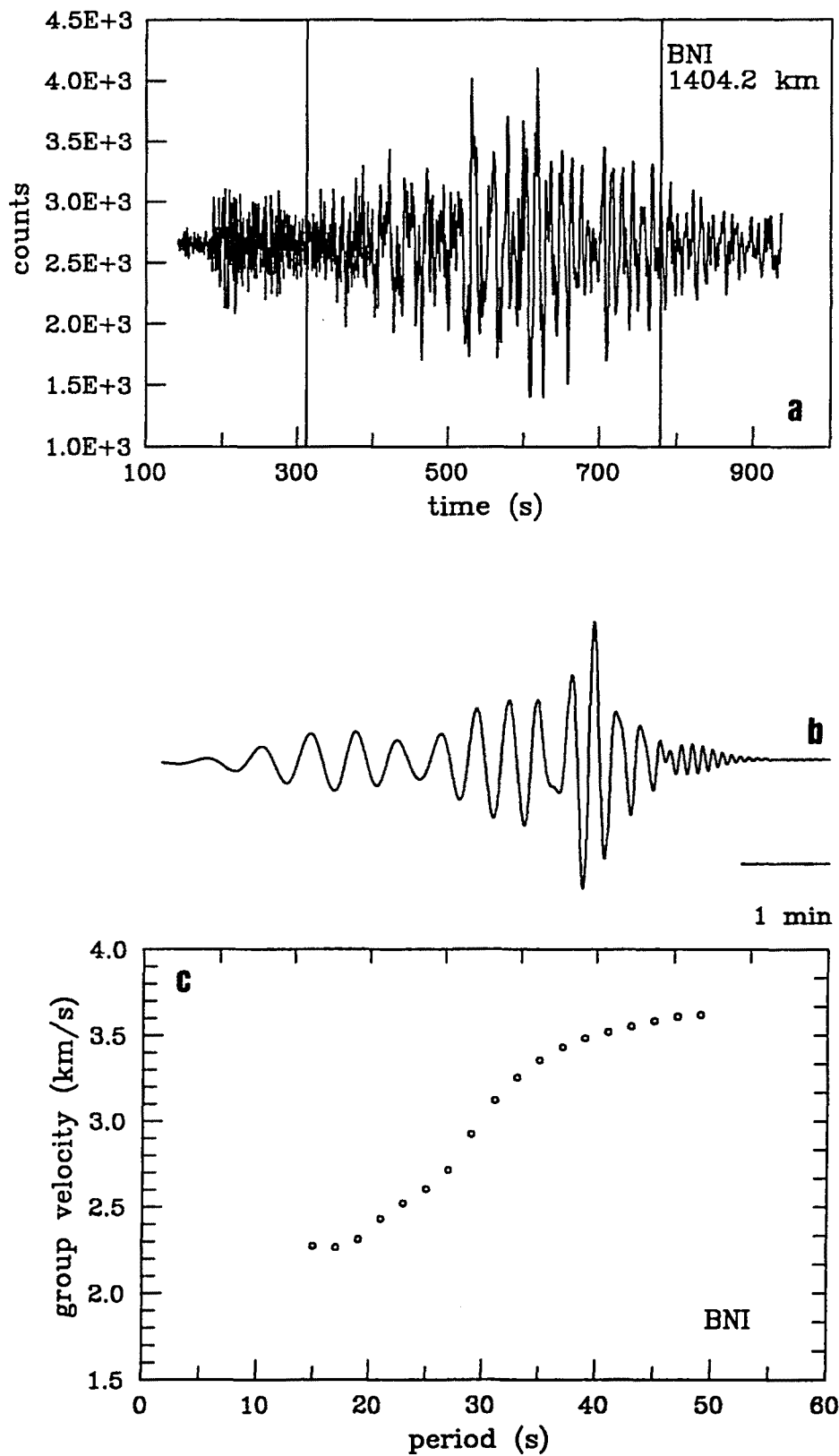


Fig. 5.9 (a) Registro obtenido en la estación BNI para el evento n° 12 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica

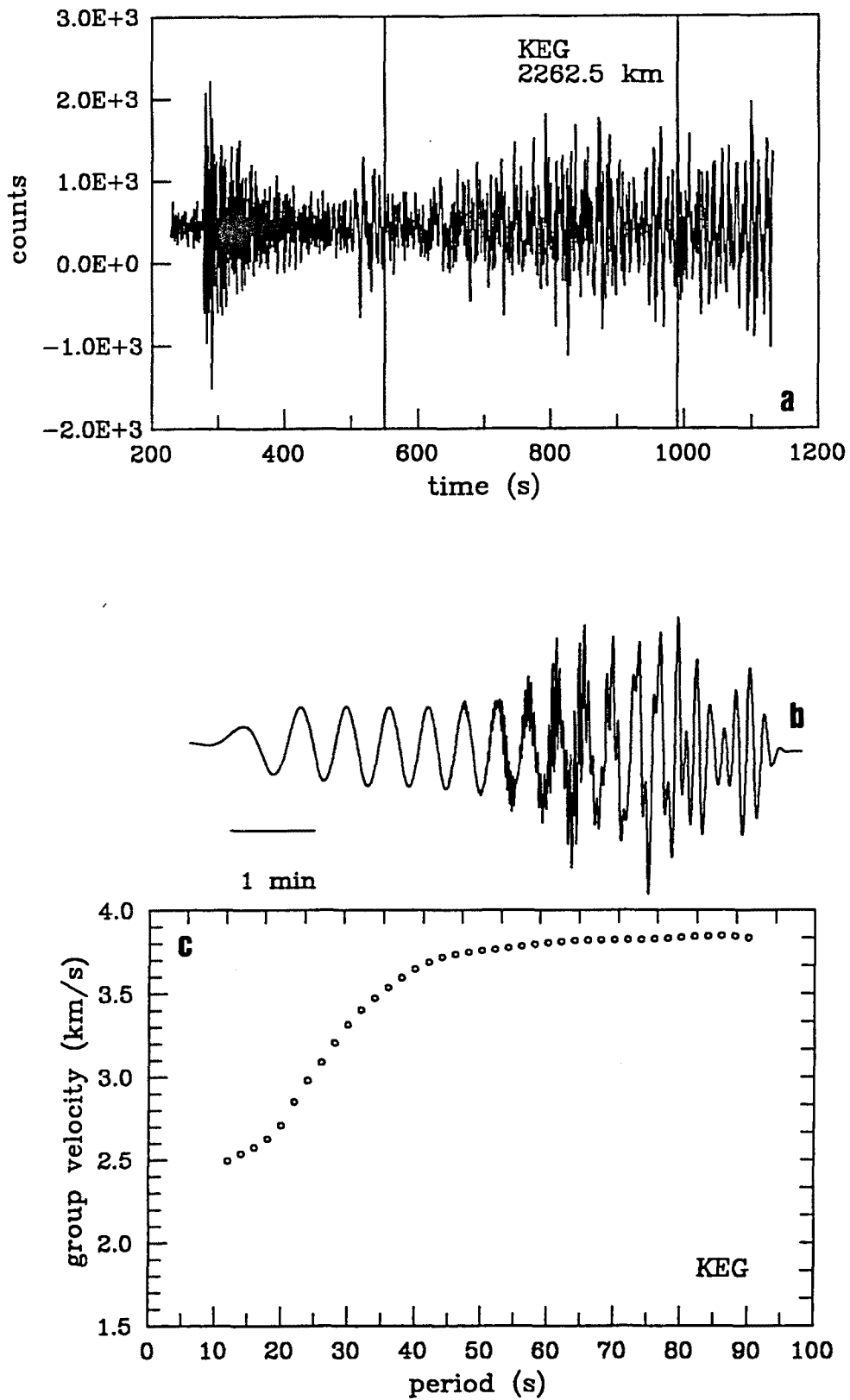


Fig. 5.10 (a) Registro obtenido en la estación KEG para el evento n° 26 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica

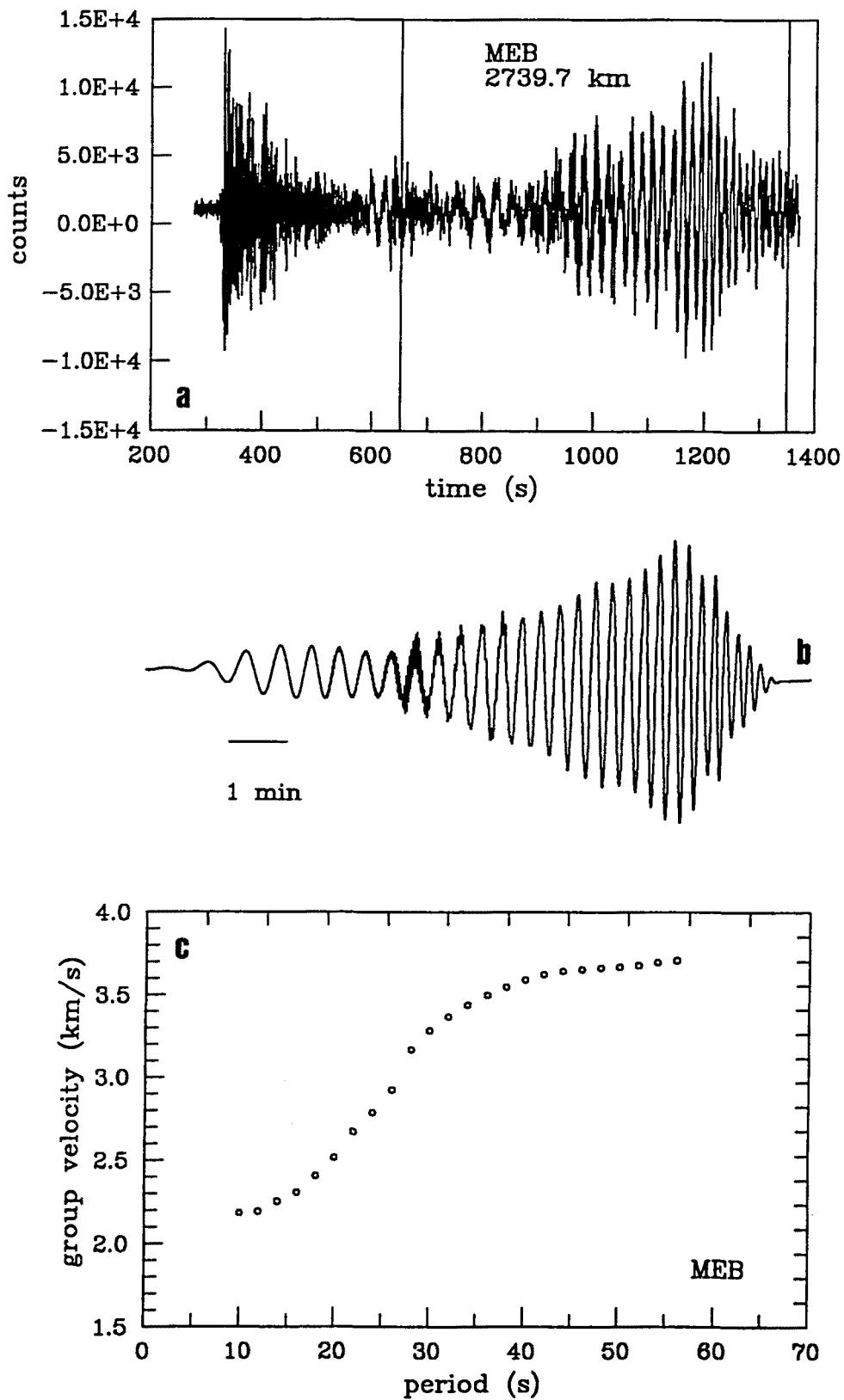


Fig. 5.11 (a) Registro obtenido en la estación MEB para el evento n° 28 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica

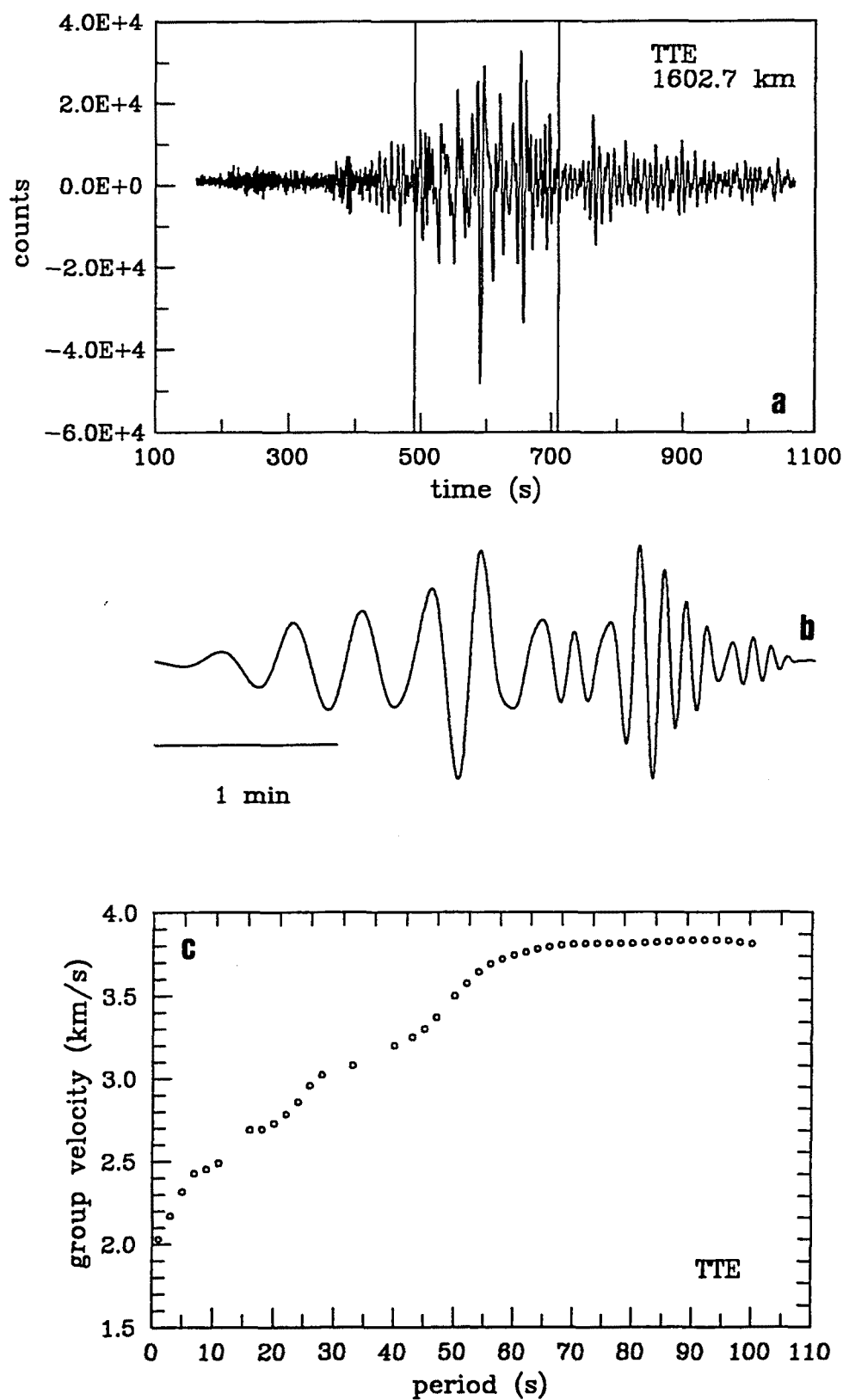


Fig. 5.12 (a) Registro obtenido en la estación TTE para el evento n° 24 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica

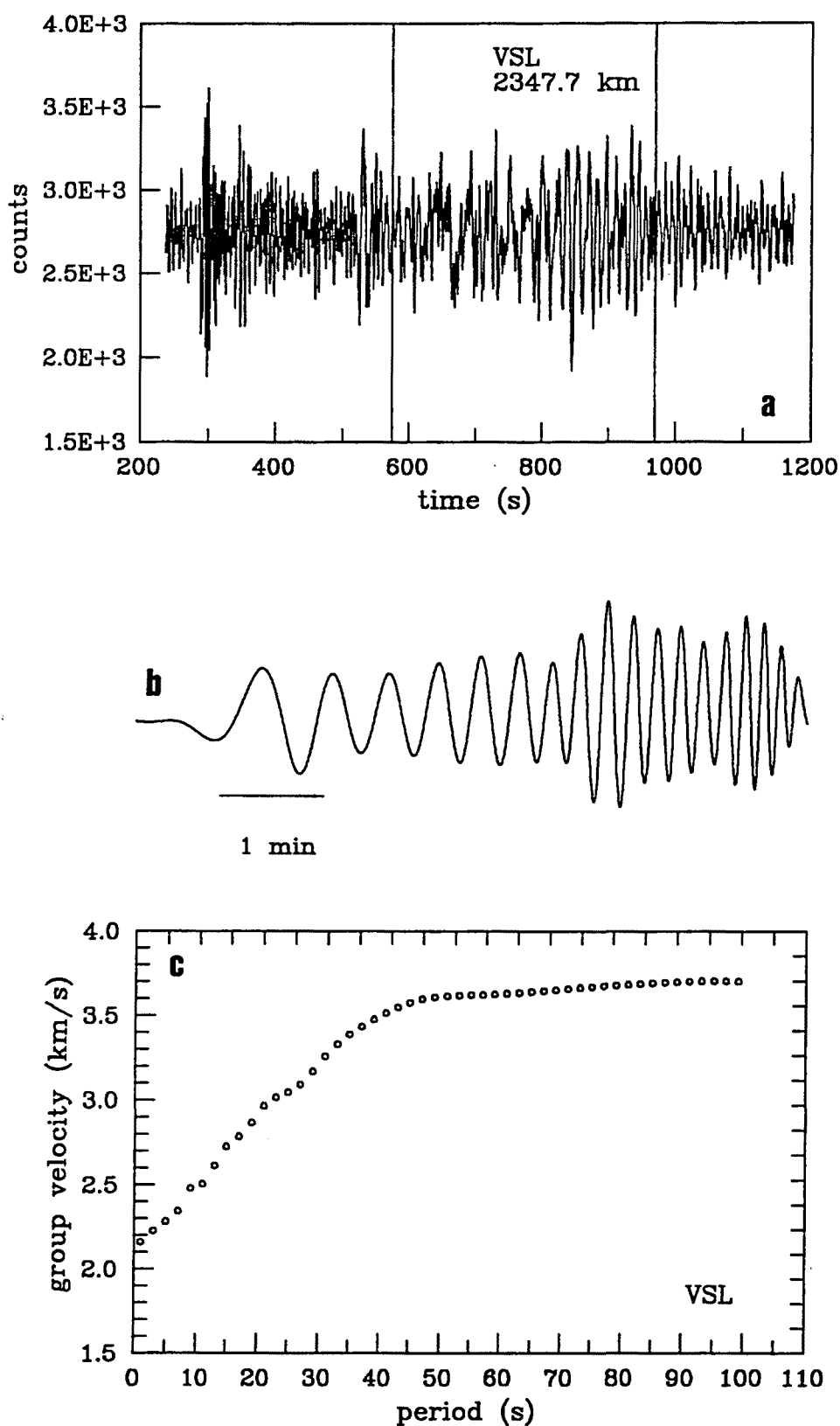


Fig. 5.13 (a) Registro obtenido en la estación VSL para el evento n° 10 (Tabla 5.2), (b) modo fundamental de la onda de Rayleigh filtrado y (c) curva de dispersión empírica

Por lo que se refiere a los periodos altos, en ocasiones, las curvas de dispersión se han podido extender hasta 90 ó 100 s, como sucede, por ejemplo, para los registros de las estaciones KEG (Fig. 5.10), TTE (Fig. 5.12) y VSL (Fig. 5.13). No es ésta, sin embargo, la situación más frecuente. A los diversos factores, ya citados anteriormente, que pueden contribuir a dificultar la determinación de las velocidades de grupo empíricas, se suma otro que es inherente a las propias características de la región estudiada y a la metodología aplicada. Dada la extensión de la cuenca mediterránea, las distancias epicentrales correspondientes a los sismos regionales no superan, a menudo, los 1000 km, lo que dificulta extender los análisis a periodos altos.

Observemos que las curvas de dispersión empíricas (Figs. 5.7–5.13) no incluyen la incertidumbre en los valores experimentales de la velocidad de grupo. Cuando se realizan mediciones de la velocidad aparente, ya sea de grupo o de fase, entre dos estaciones, lo usual es disponer de diversas trayectorias sísmicas para cada par de estaciones y, en estos casos, se toma como valor empírico de la velocidad, para cada periodo, el promedio de las velocidades medidas en todas las trayectorias y, como error, su desviación típica. En nuestra situación, no podemos proceder de una manera análoga, pues disponemos de una única medición de la velocidad de grupo para cada trayectoria sismo-estación considerada. Tan solo en un número muy reducido de casos existen trayectorias suficientemente próximas como para tomar un promedio de los valores de la velocidad de grupo determinados para cada una de ellas, por lo que, en general, no tenemos manera de asignar una incertidumbre a *nuestras* mediciones de la velocidad. La única posibilidad sería asumir un determinado valor que estuviera de acuerdo con la información que pueda existir en la literatura acerca de los errores en la determinación de las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh para una estación (BADAL, 1991).

Ante esta dificultad práctica, y dado que nuestro estudio de la estructura elástica no va a basarse en la inversión de las velocidades de grupo aparentes para cada trayectoria, sino en la inversión de las curvas de dispersión locales calculadas mediante el método de Yanovskaya, hemos optado por no asignar un error a las velocidades medidas, sino por estimar la incertidumbre en las velocidades de grupo locales a partir de la matriz de covarianza de la solución obtenida en el cálculo de estas velocidades locales.

5.5 Registros utilizados en el estudio de la estructura anelástica

De los 180 eventos seleccionados para la aplicación del método de las dos estaciones, pertenecientes al periodo 1990/95, pudieron considerarse sólo 140. Hemos de tener en cuenta que la ausencia de registro para una de las dos estaciones invalida la utilización del sismo. Como es usual, diversas señales debieron ser descartadas de entrada, ya fuera por su deficiente calidad o por la carencia de continuidad en el registro. De acuerdo con lo que se explicó en el capítulo 3, el tren de ondas Rayleigh extraído del registro de la componente vertical, corregido por la respuesta instrumental y por la expansión geométrica del frente de ondas, es filtrado, mediante la MFT, con el objeto de obtener las amplitudes espectrales del modo fundamental. A partir de éstas, se determinará el valor empírico del coeficiente de atenuación aparente del medio entre cada par de estaciones, para los diferentes periodos considerados.

La comparación de las amplitudes en las dos estaciones, para un mismo evento, puede resultar en la eliminación de otras señales, puesto que, en ocasiones, se obtienen, para todo el espectro de frecuencias, amplitudes más altas en la estación más alejada del epicentro. Una probable causa de este comportamiento anómalo cabría buscarla, tal vez, en la no demasiado frecuente calibración de los sensores de las estaciones. Sin embargo, en algunos casos, este efecto se ha observado sólo para ciertos periodos. En la mayoría de los registros, las amplitudes anómalas pudieron relacionarse con la dificultad en la identificación del modo fundamental, pues el máximo absoluto de energía no llevaba asociado un valor de la velocidad de grupo razonable para este modo, al periodo de que se trate. Una solución podría ser buscar un máximo relativo en el rango de velocidades adecuado, aunque ello comporta una fuerte indeterminación acerca de cuál de los máximos relativos correspondería al modo fundamental. Por este motivo, nos ha parecido más prudente descartar los periodos para los cuales se obtienen amplitudes anómalas. Entre las causas de este comportamiento anómalo, podría hallarse el efecto de las heterogeneidades laterales, que pueden dar lugar a llegadas múltiples, las cuales son, a menudo, detectadas y eliminadas gracias al filtrado; y/o a desviaciones de la trayectoria respecto del círculo máximo. Una revisión de estos aspectos puede hallarse en SNIEDER (1988a, 1988b), BADAL *et al.* (1992), FRIEDERICH and WIELANDT (1995), PASSIER and SNIEDER (1995), ALSINA *et al.* (1993) o CASELLES *et al.* (1997).

En definitiva, una vez concluido el proceso de análisis de los 320 registros adquiridos, y eliminadas aquellas señales que, por una u otra causa, no pudieron ser utilizadas, nuestra base de datos para el estudio de la estructura anelástica consta de 160 registros, correspondientes a 75 eventos. La tabla 5.3 presenta las características relativas a estos sismos y, para cada uno de ellos, el par o pares de estaciones considerados. La notable reducción del número de datos de partida no debe sorprendernos, pues la eliminación, por el motivo que sea, de una señal comporta, asimismo, la eliminación de aquella que formara pareja con ella. La tabla 5.4 proporciona, para cada par de estaciones, la distancia entre ellas y la relación de eventos cuyos registros se han utilizado. El número identificativo del sismo corresponde al indicado en la tabla 5.3. Dada la proximidad de la estación de San Pablo (PAB) con su ubicación anterior, en Toledo (TOL), las trayectorias que unirían ambas localizaciones con una cualquiera de las restantes estaciones son prácticamente coincidentes, por lo que, cuando sea el caso, no se hará distinción entre ellas, sino que se tomará el promedio de las respectivas determinaciones experimentales. Con esto, el cubrimiento que corresponde a los datos de que disponemos es el que viene representado en la figura 5.14.

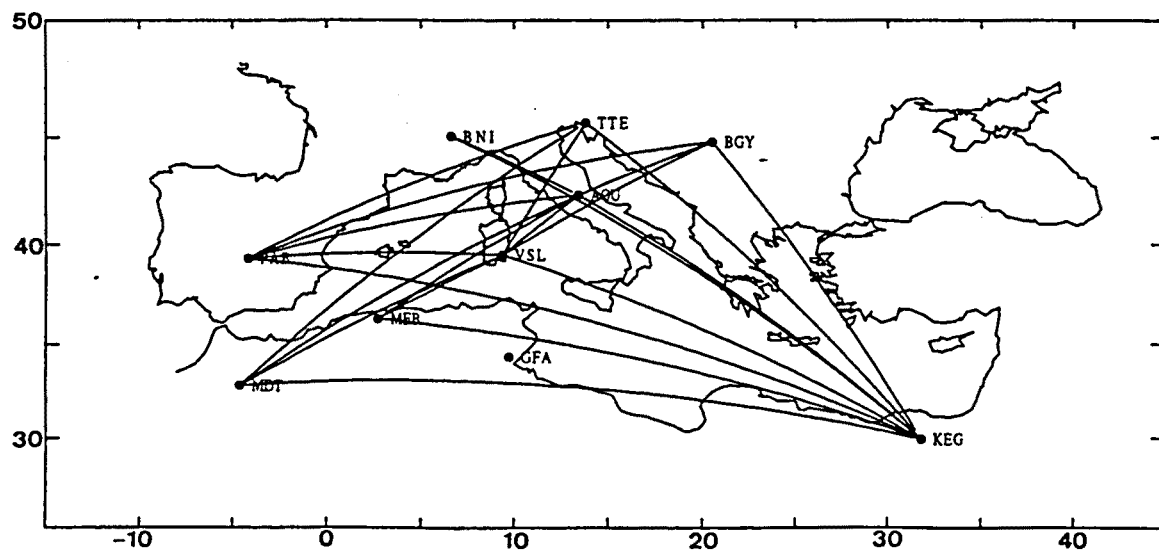


Fig. 5.14 Cubrimiento proporcionado por el método de las dos estaciones, para los sismos utilizados en el estudio de la estructura anelástica de la cuenca mediterránea

Tabla 5.3 Eventos y pares de estaciones considerados en el estudio de la estructura anelástica

n°	fecha (día-mes-año)	hora origen (h-min-s UT)	lat. (°N)	long. (°E)	M_s	prof. (km)	pares de estaciones
1	19 02 1990	06 48 10.1	-15.465	166.385	6.7	12	AQU-VSL
2	05 03 1990	16 38 12.5	-18.318	168.063	7.0	21	AQU-VSL
3	06 04 1990	14 57 20.1	15.177	147.596	6.1	16	AQU-VSL
4	11 07 1990	15 14 04.5	59.325	-136.470	5.2	10	BNI-VSL
5	30 07 1990	16 24 53.8	-41.333	-88.411	5.1	10	AQU-MDT
6	23 09 1990	17 54 02.9	-17.732	167.612	6.2	10	AQU-VSL
7	18 01 1991	10 45 18.4	-51.145	139.415	6.3	10	AQU-KEG, BNI-KEG
8	11 06 1991	05 26 31.1	8.403	-103.021	5.8	10	KEG-VSL
9	18 06 1991	11 33 18.3	0.130	149.285	5.3	38	BGY-VSL
10	24 06 1991	04 59 04.3	58.318	-137.008	5.5	10	BNI-VSL
11	28 06 1991	14 43 54.5	34.262	-118.002	5.1	11	BGY-KEG
12	13 08 1991	02 11 16.3	52.791	-34.944	5.2	10	AQU-KEG, BNI-KEG
13	20 09 1991	11 16 11.5	36.191	100.063	5.0	13	AQU-BGY, AQU-MDT, BGY-MDT
14	30 09 1991	09 44 42.1	22.535	121.479	5.2	24	AQU-BGY
15	11 11 1991	17 45 57.4	17.911	-105.586	5.7	11	AQU-BNI
16	13 12 1991	02 33 51.8	45.578	151.560	6.6	30	TTE-VSL
17	13 12 1991	05 45 29.0	45.567	151.530	5.7	26	TTE-VSL
18	13 12 1991	18 59 06.5	45.521	151.707	6.4	19	TTE-VSL
19	23 12 1991	13 10 04.9	45.854	151.962	5.3	24	TTE-VSL
20	27 12 1991	09 09 37.5	51.019	98.150	6.4	14	AQU-VSL
21	23 01 1992	04 24 15.6	38.351	20.324	5.2	17	AQU-BNI
22	02 02 1992	17 43 35.6	45.445	150.794	5.6	36	TTE-VSL
23	13 02 1992	01 29 13.1	-15.894	166.318	6.8	10	AQU-VSL
24	03 03 1992	04 28 03.4	44.157	149.102	5.8	38	TTE-VSL
25	07 03 1992	18 37 13.0	-3.477	146.316	6.2	15	AQU-BGY
26	20 03 1992	05 37 23.9	36.662	24.520	5.0	14	AQU-BNI
27	19 04 1992	18 32 19.0	23.861	121.594	6.1	16	AQU-BGY
28	23 04 1992	15 32 49.1	22.418	98.852	6.3	10	BGY-TOL
29	24 04 1992	03 24 01.1	-3.516	144.849	5.2	23	AQU-BGY
30	20 05 1992	12 20 32.8	33.377	71.317	6.0	16	AQU-TOL
31	22 05 1992	21 40 37.2	-3.506	144.221	6.2	33	AQU-BGY
32	21 06 1992	11 19 39.7	38.307	99.423	5.0	20	AQU-BGY
33	05 07 1992	21 18 27.1	34.583	-116.319	5.2	0	BGY-KEG
34	09 07 1992	01 43 57.6	34.239	-116.837	5.2	0	BGY-KEG
35	16 07 1992	06 35 38.4	-4.522	-106.042	5.3	10	KEG-MEB
36	30 07 1992	08 24 46.6	29.584	90.163	5.8	14	BGY-TOL
37	02 09 1992	10 26 20.9	37.090	-113.472	5.6	15	BGY-KEG

Tabla 5.3 (Continuación)

<i>n</i> ^o	<i>fecha</i> (<i>día-mes-año</i>)	<i>hora origen</i> (<i>h-min-s UT</i>)	<i>lat.</i> (°N)	<i>long.</i> (°E)	<i>M_s</i>	<i>prof.</i> (km)	<i>pares de</i> <i>estaciones</i>
38	05 09 1992	21 48 12.1	11.999	-87.319	6.0	10	KEG-TOL
39	14 09 1992	13 16 28.9	21.389	117.771	5.4	17	MEB-VSL
40	23 10 1992	13 04 40.7	-5.352	152.616	6.5	31	AQU-MEB
41	23 10 1992	15 29 12.6	-5.282	152.639	5.6	33	AQU-MEB
42	23 10 1992	19 16 42.8	-5.327	152.661	5.4	30	AQU-MEB
43	04 11 1992	21 32 33.9	-31.565	-71.565	5.9	19	MEB-VSL
44	05 11 1992	19 53 22.9	-5.263	152.575	6.0	20	AQU-MEB, BGY-VSL
45	27 11 1992	21 09 16.6	37.473	59.857	5.1	24	AQU-PAB
46	26 12 1992	06 02 02.6	-5.594	152.834	5.6	38	AQU-MEB
47	20 01 1993	17 31 15.5	-7.205	128.566	6.2	33	BGY-PAB
48	20 03 1993	17 26 30.6	-6.946	155.776	5.6	38	BGY-VSL
49	10 07 1993	20 40 58.9	9.821	-83.622	5.6	20	KEG-MEB
50	11 09 1993	05 23 18.9	14.391	-92.983	5.2	33	KEG-VSL
51	11 09 1993	17 36 46.3	20.113	121.446	5.4	42	MEB-VSL
52	19 09 1993	14 10 56.1	14.362	-93.325	6.4	18	KEG-VSL
53	02 10 1993	00 06 01.4	-24.038	-64.462	5.7	21	MEB-VSL
54	09 11 1993	02 14 03.7	14.353	53.744	5.1	10	KEG-VSL
55	20 02 1994	01 54 35.7	2.059	126.475	5.6	28	TTE-PAB
56	12 03 1994	23 00 28.8	11.943	-86.893	5.2	33	KEG-PAB
57	15 03 1994	03 36 19.9	11.110	-88.083	5.6	15	KEG-PAB
58	18 03 1994	02 20 18.7	24.788	-109.109	5.4	10	KEG-TTE
59	03 04 1994	04 04 08.8	-36.646	78.528	5.5	10	KEG-TTE
60	04 07 1994	21 36 41.9	14.888	-97.322	6.1	15	KEG-VSL
61	29 07 1994	07 53 28.4	-16.984	167.739	5.8	14	AQU-VSL
62	20 08 1994	04 38 51.6	44.675	149.139	6.0	33	TTE-VSL
63	28 08 1994	18 37 19.7	44.708	150.173	6.5	14	TTE-VSL
64	13 09 1994	10 01 34.8	7.082	-76.714	5.6	33	VSL-PAB
65	27 09 1994	23 04 51.7	5.707	-79.225	5.4	33	VSL-PAB
66	13 11 1994	06 56 03.0	36.899	29.086	5.0	33	VSL-PAB
67	10 12 1994	03 39 31.4	-23.579	-70.522	5.6	37	MDT-VSL, TTE-PAB
68	04 01 1995	06 28 39.0	-56.060	-123.232	5.8	10	MDT-TTE
69	10 01 1995	10 09 51.0	20.205	109.153	5.5	33	TTE-PAB
70	20 03 1995	17 34 50.8	-54.792	-118.778	5.4	10	MDT-TTE
71	23 04 1995	05 08 01.9	12.390	125.396	6.6	24	MDT-VSL
72	27 04 1995	12 44 41.2	1.297	-85.031	6.0	20	KEG-MDT, VSL-PAB
73	02 05 1995	11 48 11.6	43.776	84.660	5.2	33	AQU-MDT
74	21 05 1995	17 06 32.8	12.136	-87.935	5.4	52	KEG-PAB
75	26 05 1995	03 11 10.6	12.080	57.890	5.4	0	KEG-VSL

Tabla 5.4 Distancias entre pares de estaciones y, para cada uno de ellos, eventos considerados. El número del sismo corresponde al indicado en la tabla 5.3

<i>trayectoria</i>	<i>distancia entre estaciones (km)</i>	<i>eventos</i>
AQU-BGY	635.5	13, 14, 25, 27, 29, 31, 32, 41, 44
AQU-BNI	619.6	15, 21, 26
AQU-KEG	2148.3	7, 12
AQU-MDT	1905.3	5, 13, 73
AQU-MEB	1138.3	40, 41, 42, 44, 46
AQU-PAB	1519.0	45
AQU-TOL	1489.3	30
AQU-VSL	464.6	1, 2, 3, 6, 20, 23, 61
BGY-KEG	1927.2	11, 33, 34, 37
BGY-MDT	2540.9	13
BGY-PAB	2124.7	47
BGY-TOL	2088.9	28, 36
BGY-VSL	1092.1	9, 44, 48
BNI-KEG	2767.3	7, 12
BNI-VSL	656.3	4, 10
KEG-MDT	3464.1	72
KEG-MEB	2794.5	35, 49
KEG-PAB	3437.9	56, 57, 74
KEG-TOL	3433.4	38
KEG-TTE	2350.1	58, 59
KEG-VSL	2305.4	8, 50, 52, 54, 60, 75
MDT-TTE	2125.8	68, 70
MDT-VSL	1458.5	67, 71
MEB-VSL	683.5	39, 43, 51, 53
TTE-PAB	1632.6	55, 67, 69
TTE-VSL	774.6	16, 17, 18, 19, 22, 24, 62, 63
VSL-PAB	1167.8	64, 65, 66, 72

Las figuras 5.15–5.17 muestran algunos ejemplos de trenes de ondas Rayleigh. En ellas, pueden observarse las trazas en bruto (antes del preprocesado) de la componente Z de los sismogramas registrados en los pares de estaciones que se indican, para el evento de que se trate.

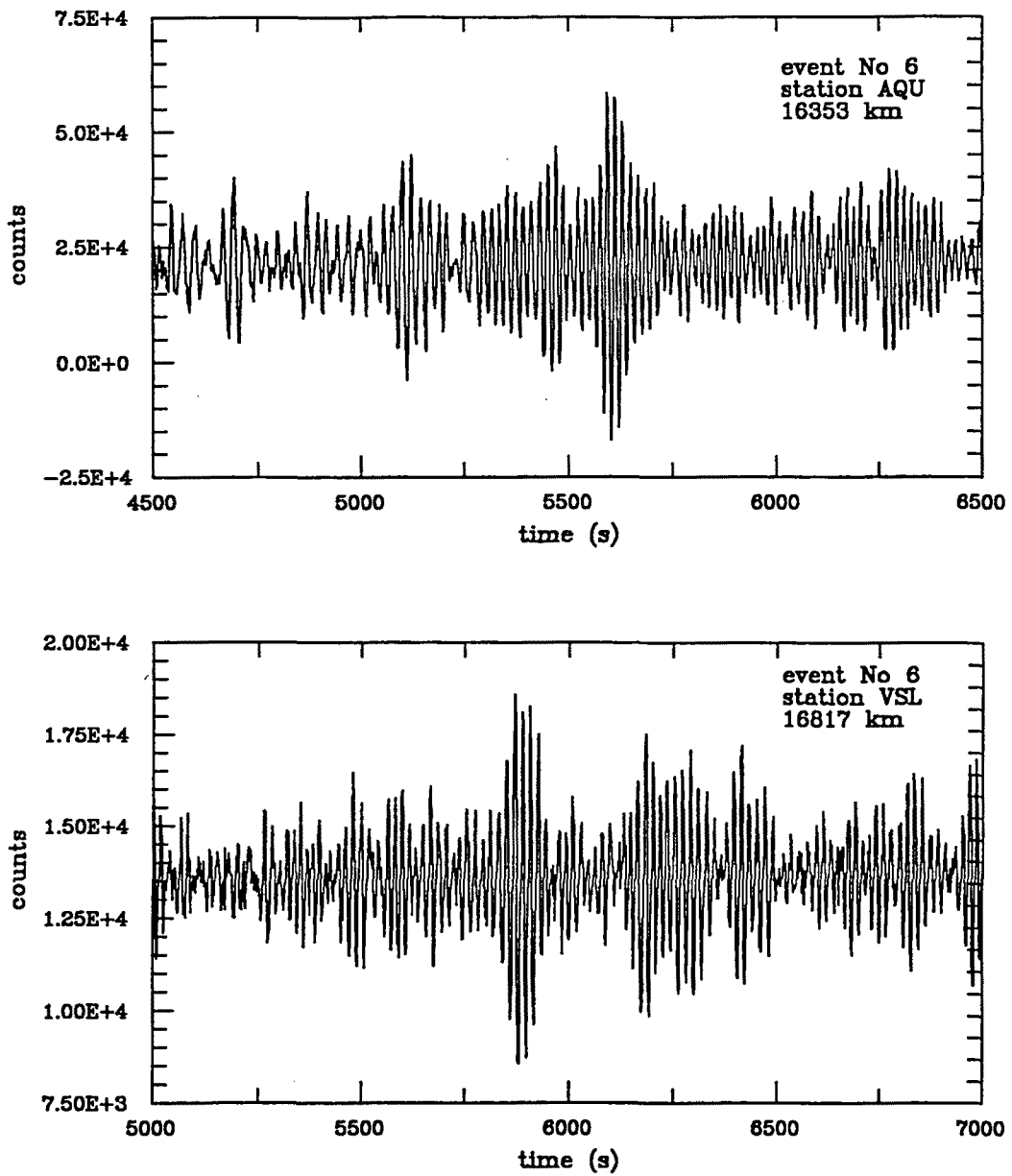


Fig. 5.15 Componente Z de los registros obtenidos en las estaciones AQU y VSL para el evento n° 6 (Tabla 5.3). Las distancias epicentrales son las indicadas y el tiempo se cuenta a partir de la hora origen del sismo

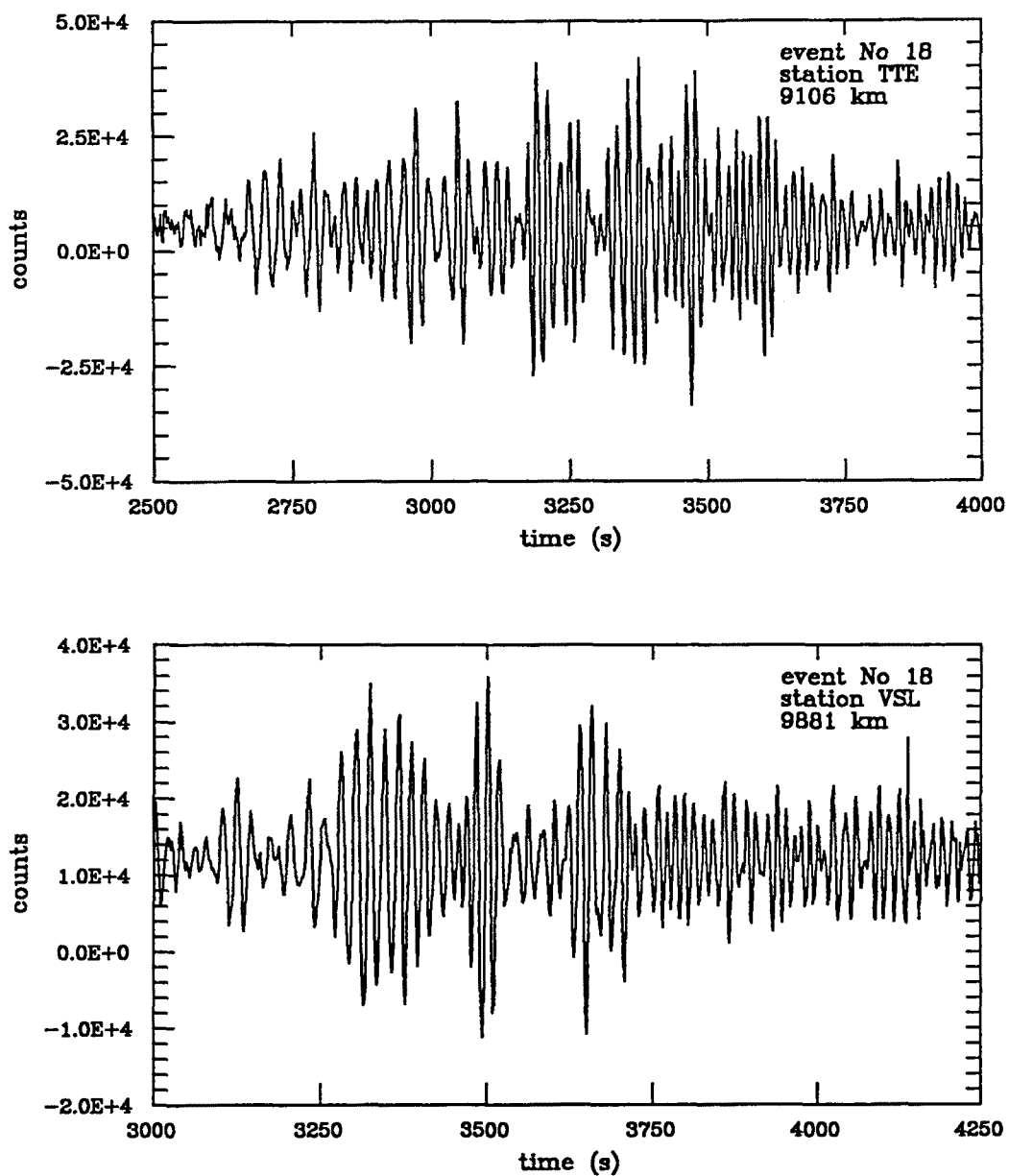


Fig. 5.16 Componente Z de los registros obtenidos en las estaciones TTE y VSL para el evento n° 18 (Tabla 5.3). Las distancias epicentrales son las indicadas y el tiempo se cuenta a partir de la hora origen del sismo

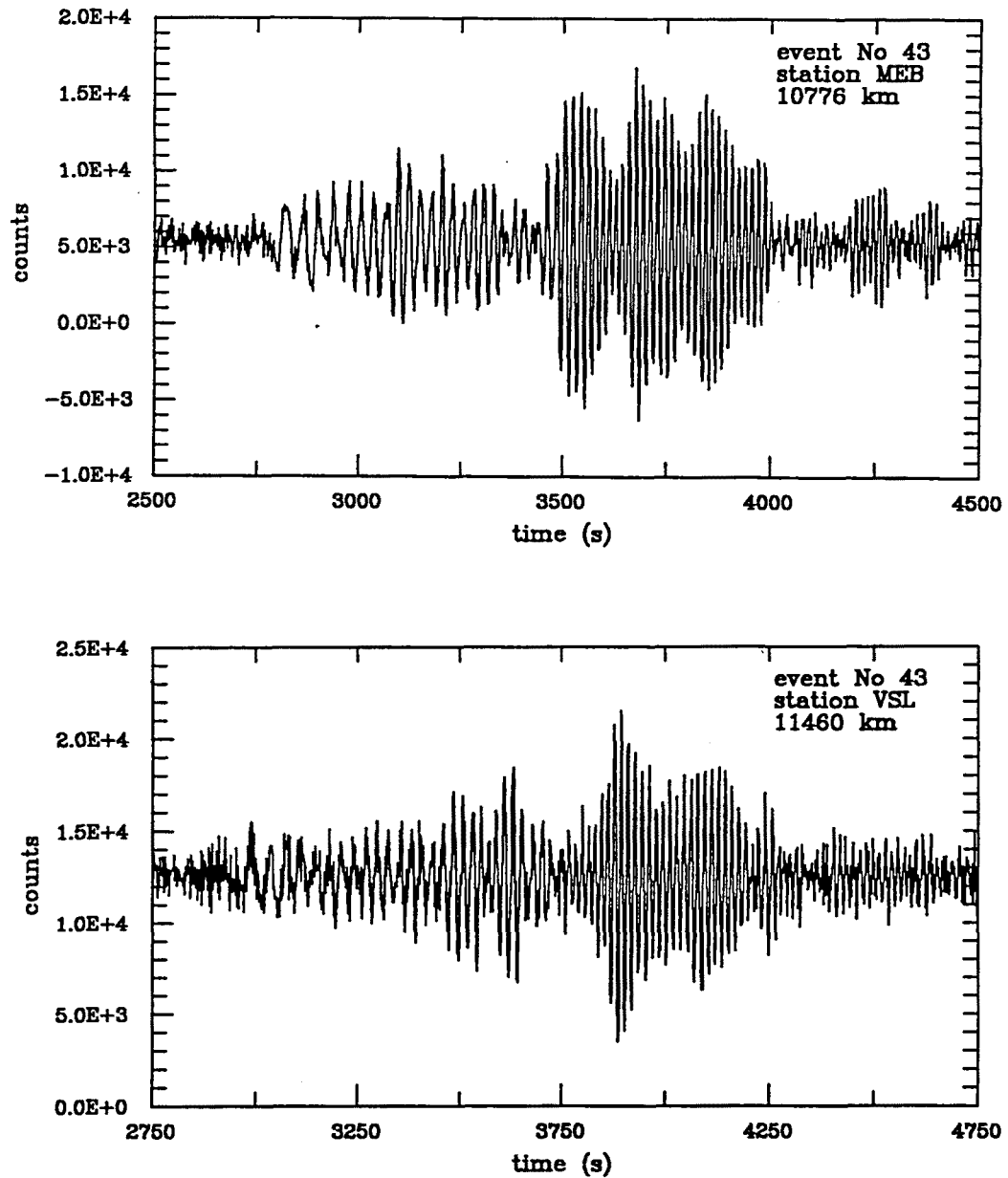


Fig. 5.17 Componente Z de los registros obtenidos en las estaciones MEB y VSL para el evento n° 43 (Tabla 5.3). Las distancias epicentrales son las indicadas y el tiempo se cuenta a partir de la hora origen del sismo

5.5.1 Coeficientes de atenuación aparente

Una vez obtenidas, mediante la aplicación de la MFT, las amplitudes espectrales del modo fundamental de las ondas Rayleigh, los coeficientes de atenuación aparente, $\gamma(\omega)$, del medio entre cada par de estaciones se calculan a través de la expresión (3.14). Dado que, en general, se dispone de diversas trayectorias sísmicas para cada par de estaciones, se ha tomado, como valor empírico del coeficiente de atenuación, para cada periodo, el promedio de los valores medidos en todas las trayectorias y, como error, su desviación típica. En los casos en que se tiene una sola trayectoria, se ha asignado un error del orden del obtenido en algún trayecto similar.

Conviene recordar que, como se explicó en §3.6, la determinación de los coeficientes de atenuación mediante el método de las dos estaciones ofrece resultados más fiables cuanto más difieran entre sí las amplitudes en las dos estaciones, por lo que convendría que la distancia entre estaciones fuera notable. Dada la extensión del área a estudiar, la cuenca mediterránea, en ocasiones, las distancias entre estaciones son del orden de 1000 km o, incluso, algo inferiores (Tabla 5.4). No obstante, el método de las dos estaciones puede aplicarse con éxito a estudios a escala regional, si se espera que exista una elevada atenuación que dé lugar a diferencias significativas en las amplitudes registradas en ambas estaciones (CANAS *et al.*, 1988; CASELLES, 1995; CASELLES *et al.*, 1997). Este parece ser el caso de la cuenca mediterránea, de acuerdo con los resultados que se deducen de algunos estudios previos de la estructura anelástica en este área geográfica (ROCAMORA, 1992; ROCAMORA *et al.*, 1990).

5.6 Resumen

Hemos iniciado, con este capítulo, la tercera parte de esta memoria, la que constituye el núcleo fundamental del trabajo. Aquí se ha descrito en detalle la base de datos utilizada en este estudio, tratando aspectos como la procedencia de los registros sísmicos o los distintos argumentos relacionados con su selección. Las señales sísmicas consideradas se han obtenido de las estaciones *very-broad-band* participantes en el proyecto MEDNET, instaladas en países del área mediterránea. Teniendo presente el

periodo de operación de cada una de las estaciones, se han escogido, sobre un catálogo global de sismicidad, los eventos cuyas características focales y de magnitud fueran adecuadas a los objetivos del trabajo y a la metodología a utilizar. Se han seleccionado, por una parte, algo más de 200 registros sísmicos correspondientes a sismos regionales, con epicentro en la propia área mediterránea, y, por otra, cerca de 350 señales pertenecientes a eventos apropiados para la aplicación del método de las dos estaciones. El análisis y tratamiento del primer conjunto de sismogramas ha permitido determinar las curvas de dispersión de la velocidad de grupo aparente para un buen número de trayectorias entre sismos regionales y las estaciones de la red MEDNET, siguiendo el procedimiento que se ha ilustrado con la ayuda de unos pocos ejemplos. Este es el bagaje de datos experimentales del que nos serviremos para investigar la estructura elástica de la cuenca mediterránea. El segundo conjunto de señales sísmicas ha sido utilizado para determinar, mediante el método de las dos estaciones, las curvas de atenuación aparente del medio entre cada par de estaciones, a partir de las cuales se estudiará la estructura anelástica. El hecho de que el cubrimiento proporcionado por los eventos regionales sea notablemente mejor, más denso y homogéneo, que el que se deriva de la aplicación del método de las dos estaciones, nos ha llevado a optar por esa primera base de datos para abordar nuestro estudio de la estructura elástica.

6 Estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo

6.1 Introducción

Nuestro estudio de la estructura elástica de la cuenca del mar Mediterráneo toma como punto de partida las velocidades de grupo aparentes del modo fundamental de las ondas Rayleigh, determinadas para un conjunto de trayectorias entre sismos y estaciones que atraviesan la cuenca mediterránea. En lugar de invertir estas curvas de dispersión aparente para deducir modelos elásticos 1D del medio entre cada sismo y cada estación, y después aplicar una técnica tomográfica, como se hizo, por ejemplo, en el caso de la península Ibérica (CORCHETE *et al.*, 1995), hemos optado, ya que las características del cubrimiento así lo permitían, por basar nuestro análisis en las curvas de dispersión locales, obtenidas mediante el método de Yanovskaya. Los motivos de la elección de esta vía de estudio son diversos. La elaboración de mapas de velocidades locales, para algunos periodos de referencia, proporciona una primera visión cualitativa de los rasgos estructurales que cabe esperar. Además, y a diferencia del primer procedimiento citado, la definición de las curvas de dispersión locales hará posible aplicar algoritmos de *clustering* para realizar una regionalización *objetiva* de la cuenca mediterránea, en base a las propiedades dispersivas, y obtener un modelo elástico representativo de cada región. Asimismo, podrá desarrollarse una tomografía elástica del Mediterráneo a partir de la inversión de las curvas de dispersión locales definidas en los diferentes nudos de una malla, cuyo tamaño, recordemos, será elegido de acuerdo con los valores del poder

de resolución. Este concepto adquiere una notable relevancia en un estudio tomográfico, pues establece la capacidad de los datos para discernir las heterogeneidades laterales del medio y, en este sentido, define el entorno en el cual cada curva de dispersión local caracteriza sus propiedades elásticas. Finalmente, la interpolación de los modelos 1D de la velocidad de las ondas de cizalla deducidos en los nudos de la malla permite obtener, de manera inmediata, un modelo 3D de la estructura elástica.

6.2 Mapas de velocidades de grupo locales

El método de Yanovskaya, que se ha expuesto en §4.2, ha sido el utilizado para obtener los valores locales de la velocidad de grupo a partir de las curvas de dispersión aparente. La distribución espacial de estas velocidades locales en el Mediterráneo, para distintos períodos de referencia, se muestra en las figuras 6.1–6.5. Los mapas han sido elaborados mediante el método de *kriging* (SAMPER y CARRERA, 1990; KRAJEWSKY and GIBSS, 1996). Como sería razonable esperar, las mayores variaciones laterales de la velocidad de grupo se observan para los periodos más cortos, entre 10 y 40 s (Figs. 6.1 y 6.2), esto es, en los niveles superiores, mientras que, a partir de 60 s (Figs. 6.3–6.5), los cambios laterales se ven notablemente suavizados. En general, las velocidades de grupo son mayores en el sector occidental del Mediterráneo que en su parte oriental, lo cual es especialmente notable hasta los 60–70 s. Es de destacar el fuerte gradiente de velocidad observado, a 20 s de periodo (Fig. 6.1), entre la costa norteafricana y la península Ibérica, y entre ésta y la península Italiana. Estos resultados están de acuerdo, en líneas generales, con los de PAYO (1967), que obtiene, para trayectorias que atraviesan sólo el Mediterráneo occidental, velocidades de grupo aparentes del modo fundamental de las ondas Rayleigh sensiblemente superiores a las determinadas para trayectos que cruzan el Mediterráneo oriental.

En esta parte oriental, entre 10 y 40 s de periodo, se observa un gradiente de velocidad, en dirección N-S, con los menores valores hacia las costas africanas. Este resultado parece estar en desacuerdo con la tendencia que apuntarían GOBARENKO *et al.* (1987) en sus mapas de velocidades de grupo a 10, 20 y 30 s, aunque, quizás, tal tendencia debería ser tomada con cierta cautela, puesto que estos autores no disponen de

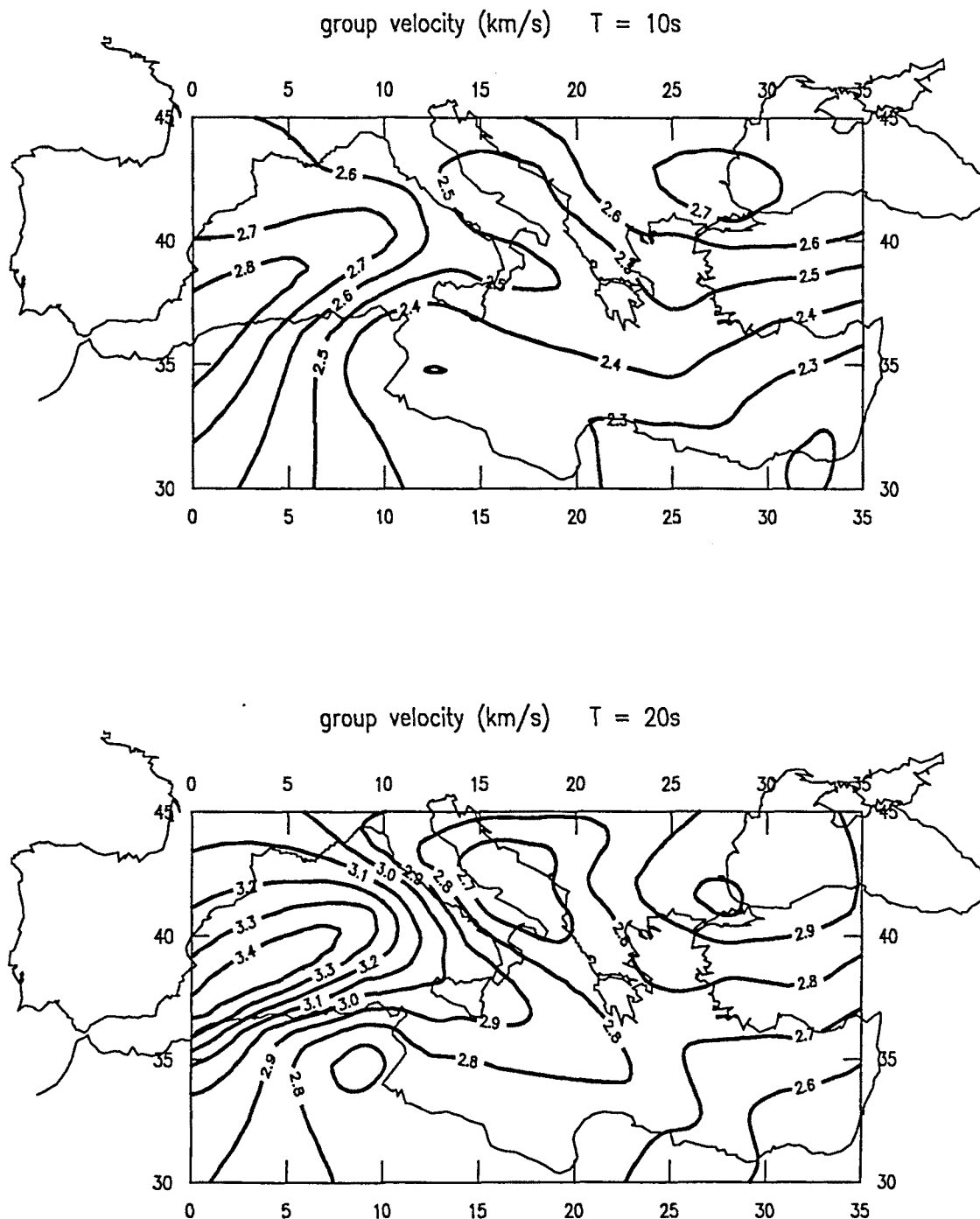


Fig. 6.1 Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 10 s y 20 s

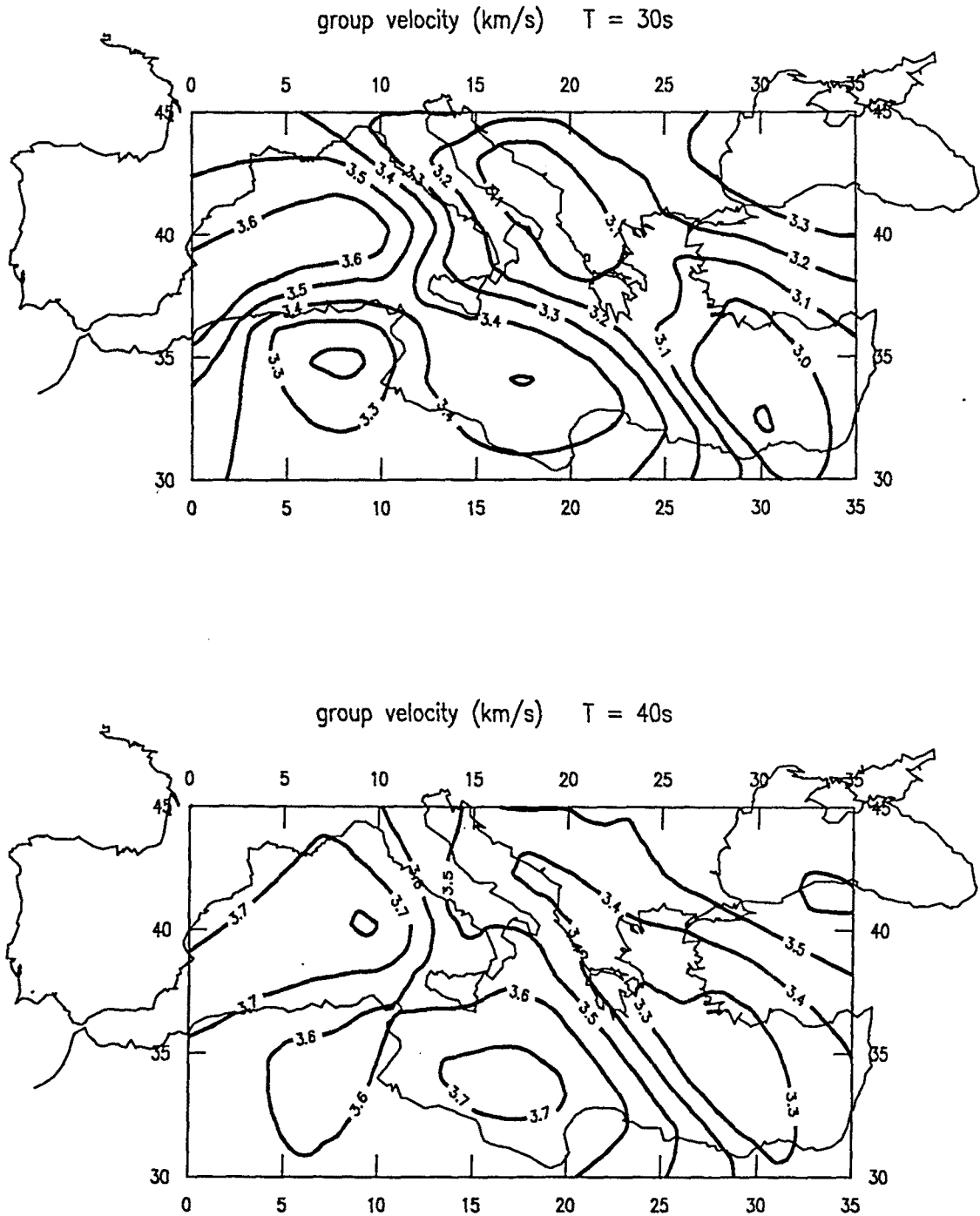


Fig. 6.2 Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 30 s y 40 s

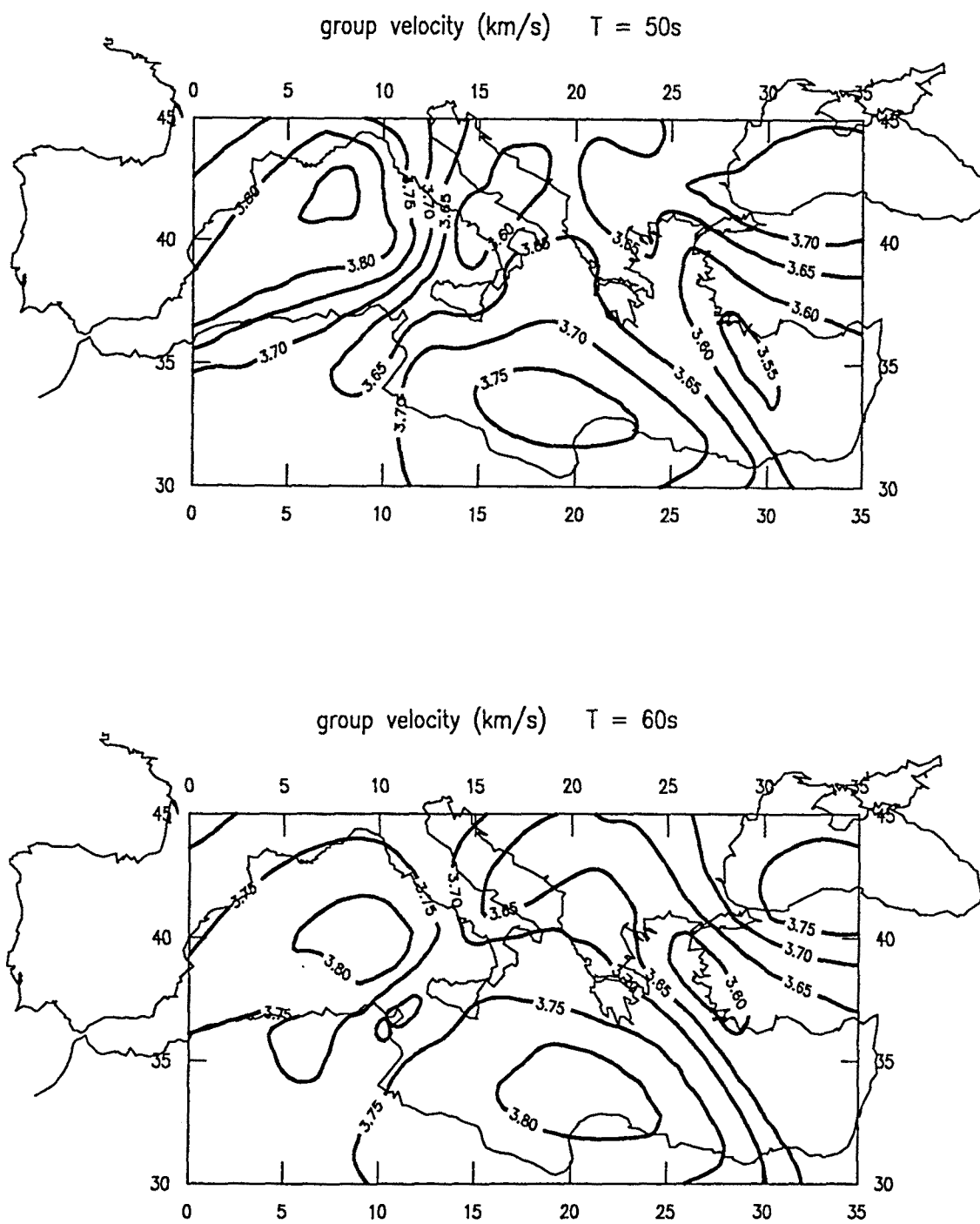


Fig. 6.3 Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 50 s y 60 s

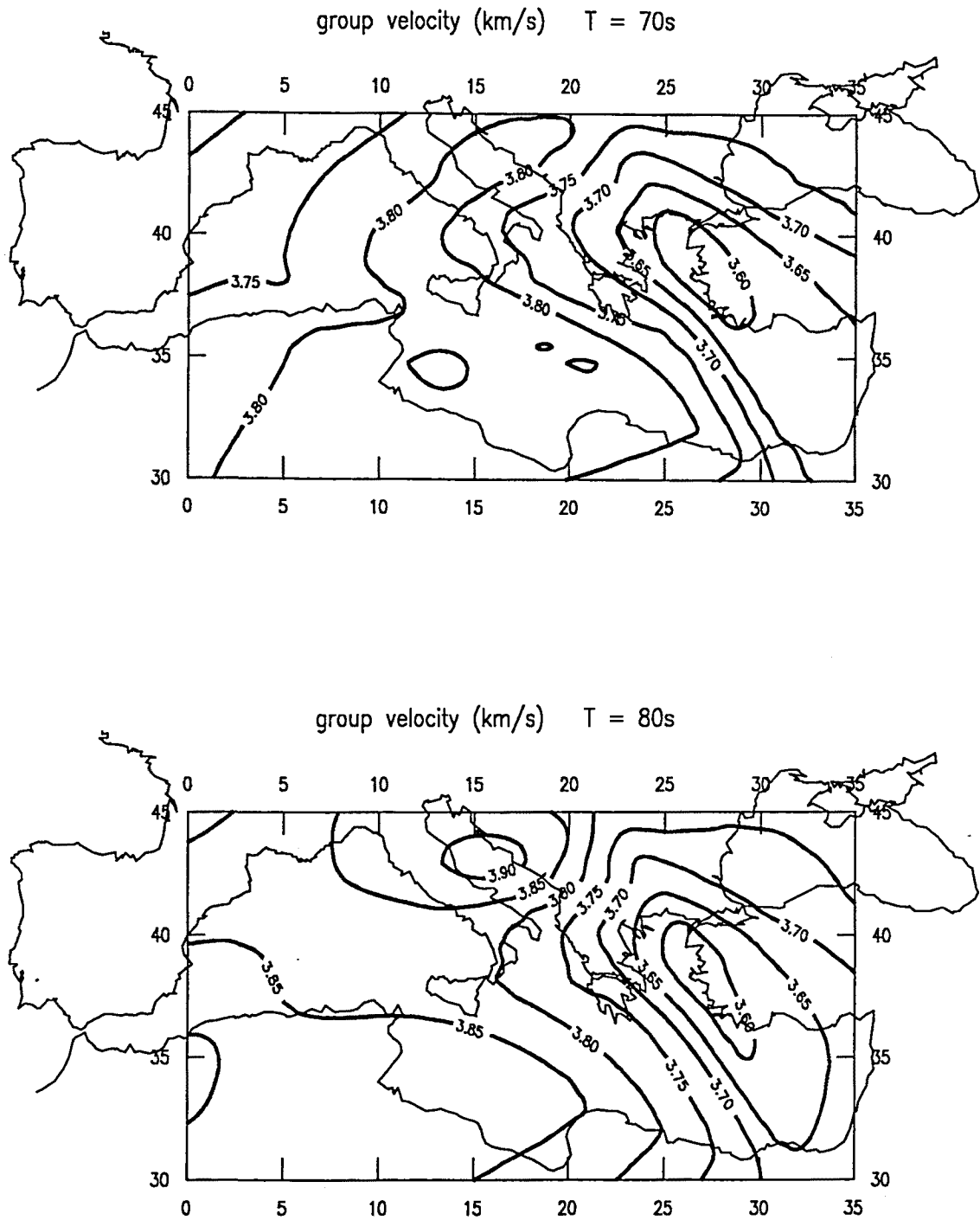


Fig. 6.4 Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 70 s y 80 s

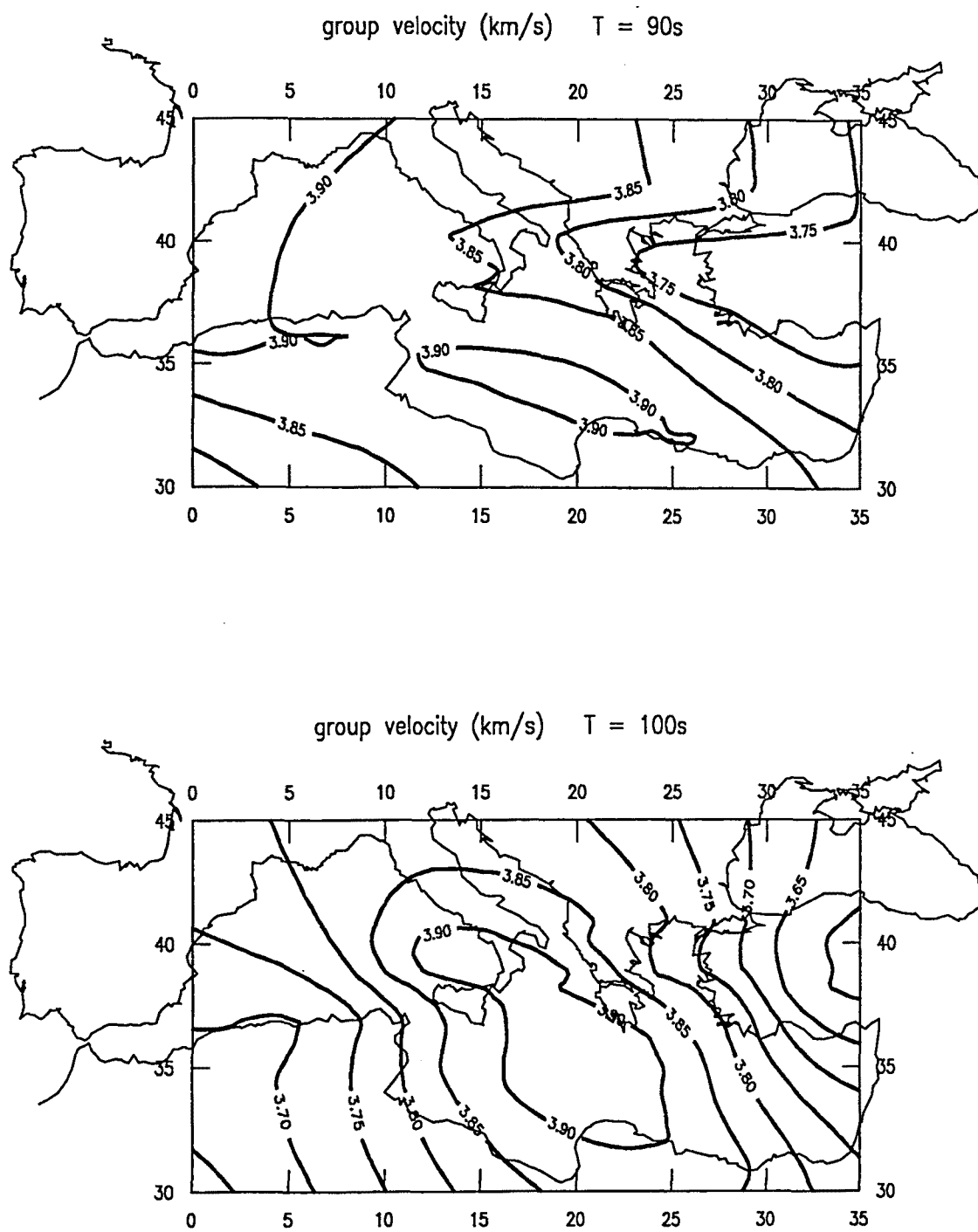


Fig. 6.5 Mapas de velocidades de grupo locales para periodos de 90 s y 100 s

trayectorias sísmicas al sur del paralelo 37°N . Tal vez la característica más relevante sea que, a partir de 30 s de periodo, se apunta la existencia de una zona de bajas velocidades, en dirección SE-NW, que se extiende desde Egipto hacia Grecia, sur de Bulgaria, la antigua Yugoslavia, Italia y el mar Adriático. La orientación predominante SE-NW de las isolíneas de la velocidad de grupo, que es especialmente patente en los mapas de 30 y 40 s, puede observarse hasta un periodo de 80 s.

Las figuras 6.6–6.10 muestran las isolíneas de los valores del poder de resolución, para diversos periodos de referencia. Observemos que, entre 10 y 60 s de periodo (Figs. 6.6–6.8), la distribución espacial es esencialmente análoga. Las áreas cuyo poder de resolución es superior al máximo representado (125 km), esto es, donde las velocidades de grupo locales están peor resueltas, son los extremos NW y SE del Mediterráneo y el sur de su parte central, hacia el golfo de Sirte. Notemos la concordancia precisa entre estas zonas y aquéllas en las que la densidad de trayectorias sísmicas era menor, según se señaló en §5.4. Para periodos de 70 y 80 s (Fig. 6.9), las áreas con poder de resolución superior a 125 km se amplían, aunque una extensión notable de la cuenca mediterránea mantiene aún valores inferiores a 125 km. Para periodos de 90 y 100 s (Fig. 6.10), esta zona se limita tan solo a una pequeña área del Mediterráneo central, donde la densidad de trayectorias era mayor. El progresivo empeoramiento de la resolución, al aumentar el periodo, no debe sorprendernos, si recordamos que el rango de distancias epicentrales con el que, a menudo, hemos trabajado dificulta la extensión de las curvas de dispersión a periodos altos.

Recordemos que el poder de resolución (§4.2) establece cuál es la mínima separación requerida entre los puntos del dominio para que sus respectivas velocidades locales estén bien resueltas. De acuerdo con este concepto, hemos discretizado el Mediterráneo en celdas de 1° de longitud por 1° de latitud, esto es, de algo más de unos 100 km de lado, y hemos definido, en los nudos de esta malla, las correspondientes curvas de dispersión locales, tomando, en cada punto y a cada periodo, las velocidades de grupo locales asociadas a poderes de resolución iguales o inferiores a 125 km. No ha sido posible definir curvas de dispersión locales para todos los puntos del dominio, puesto que, como puede observarse en las figuras 6.6–6.10, existen zonas para las cuales el poder de resolución es superior a 125 km para todos los periodos.

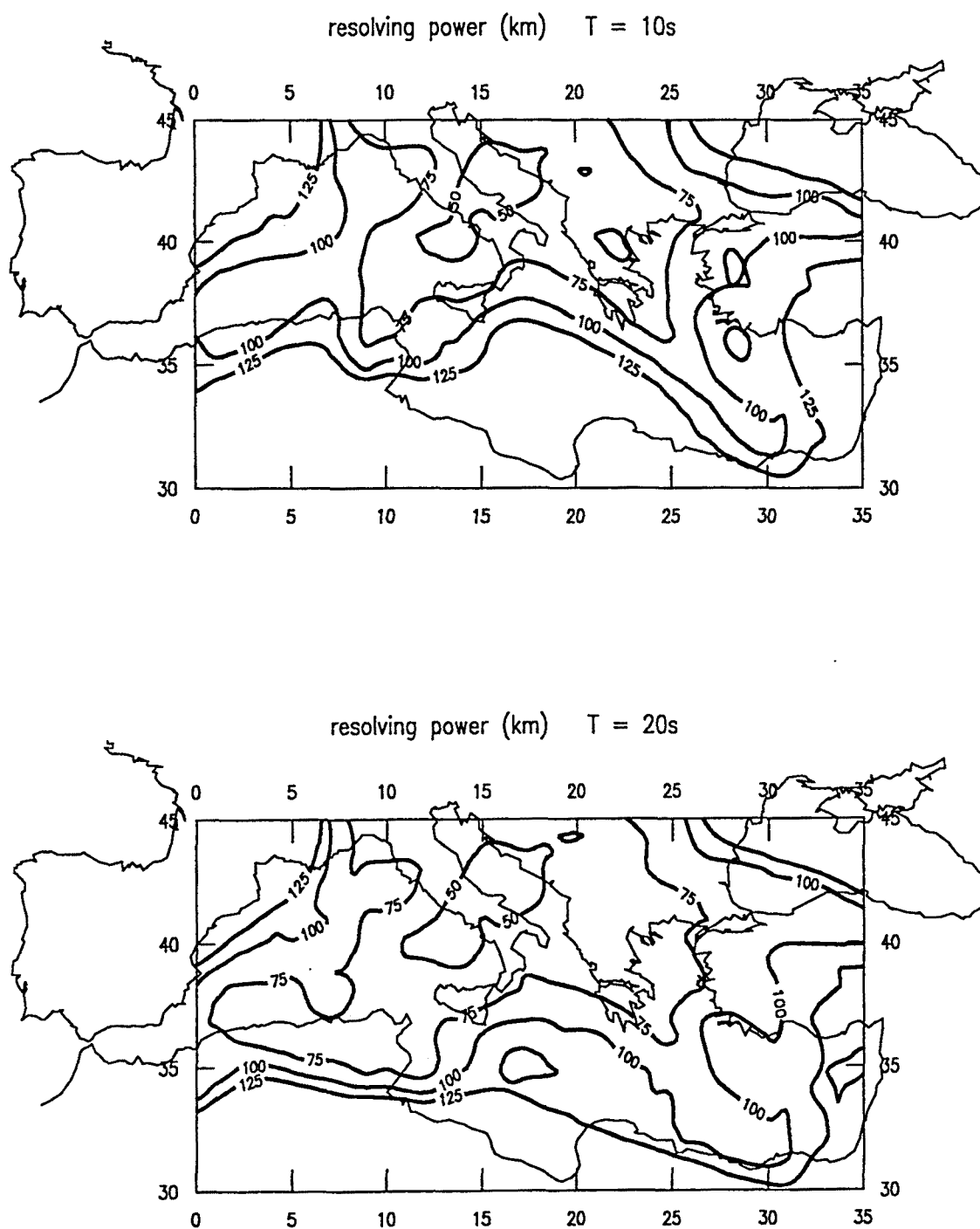


Fig. 6.6 Mapas de poder de resolución para periodos de 10 s y 20 s

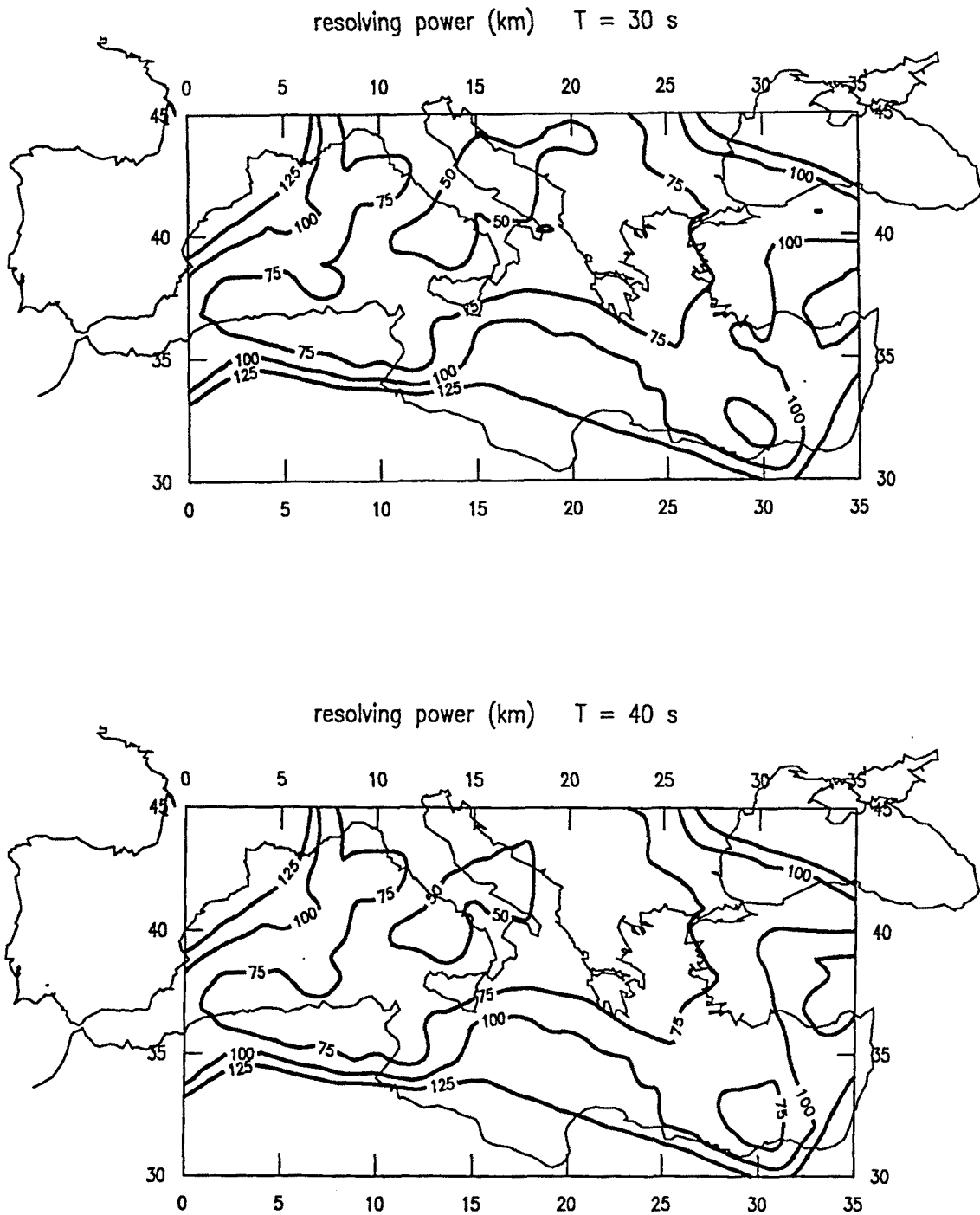


Fig. 6.7 Mapas de poder de resolución para periodos de 30 s y 40 s

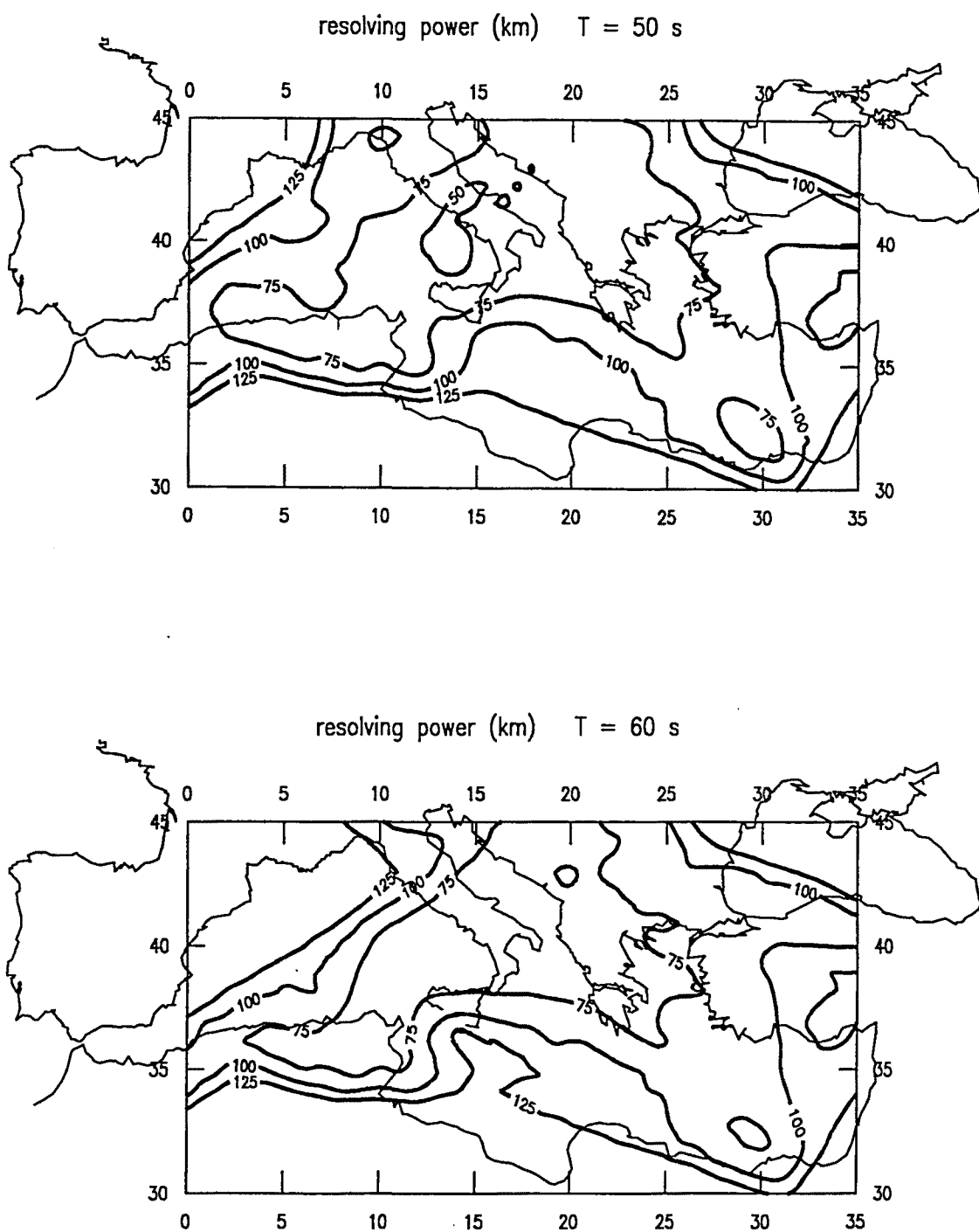


Fig. 6.8 Mapas de poder de resolución para periodos de 50 s y 60 s

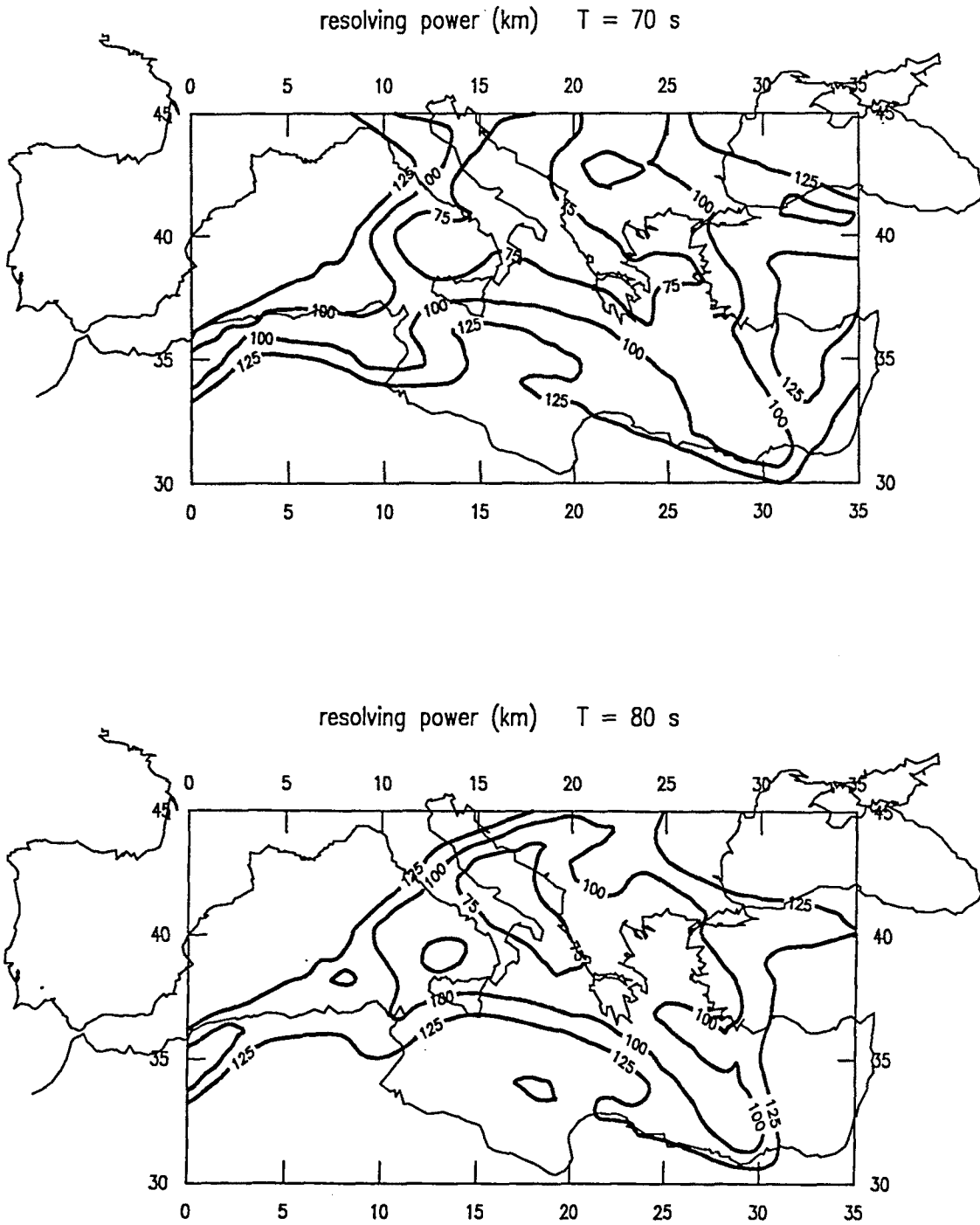


Fig. 6.9 Mapas de poder de resolución para periodos de 70 s y 80 s

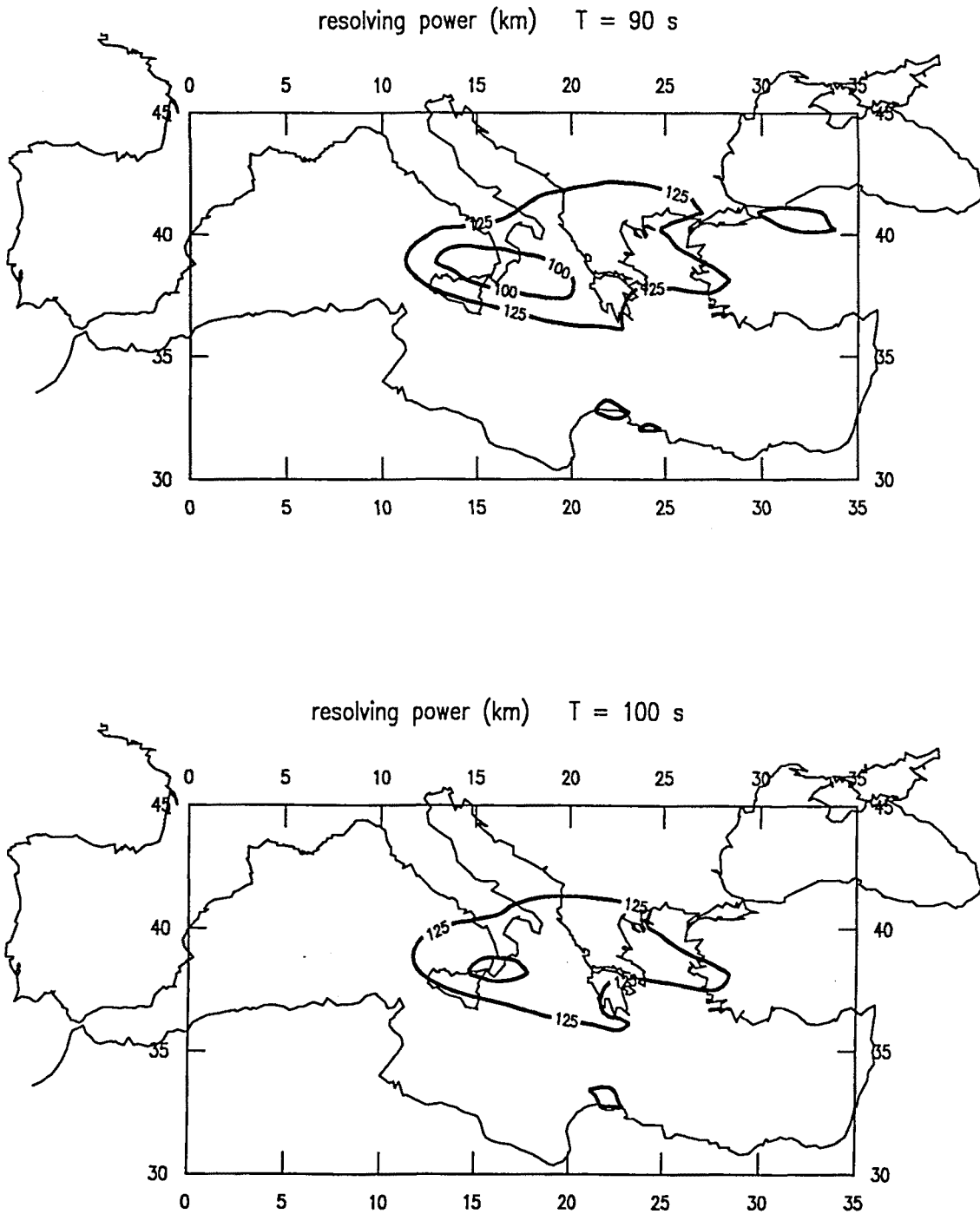


Fig. 6.10 Mapas de poder de resolución para periodos de 90 s y 100 s

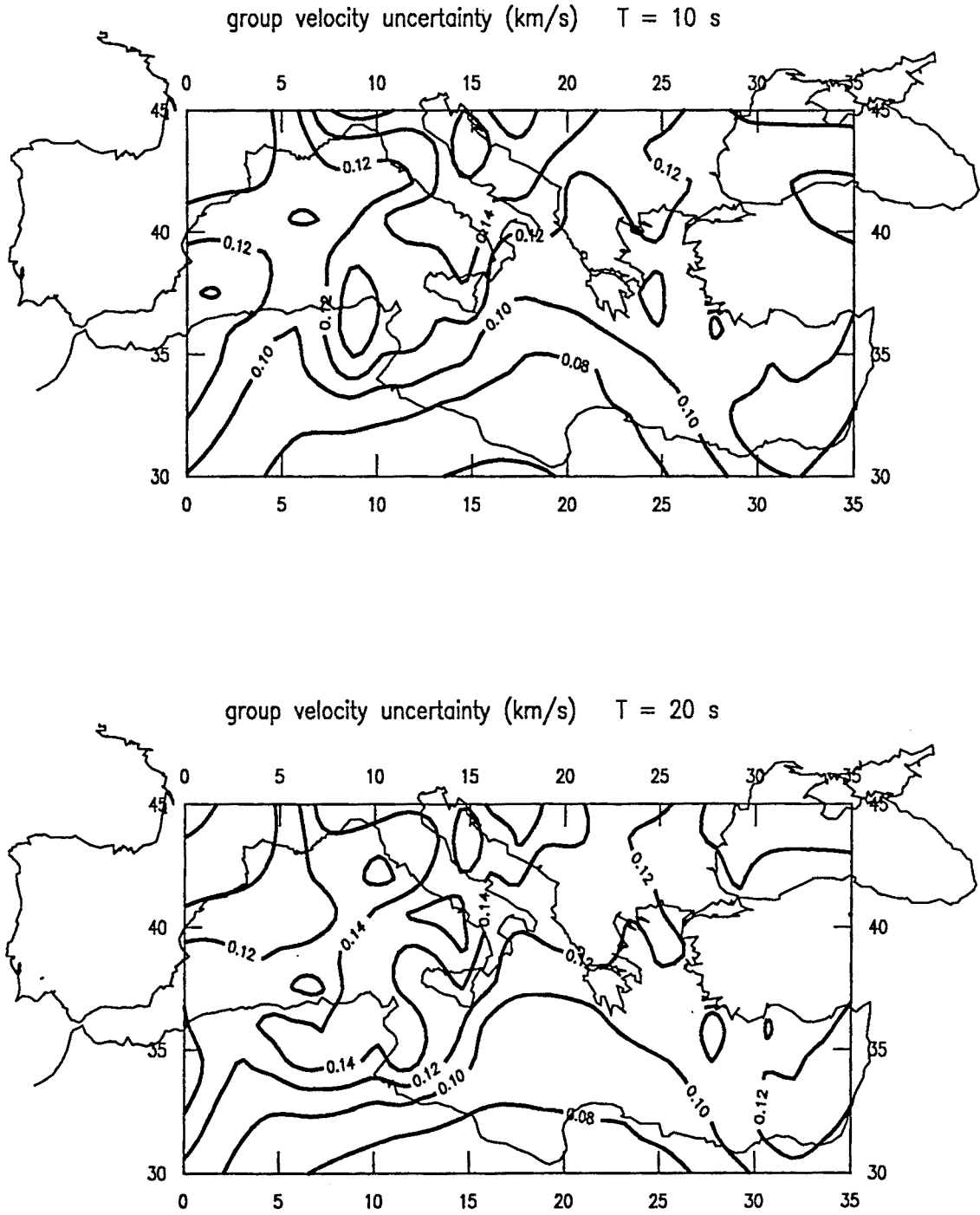


Fig. 6.11 Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 10 s y 20 s

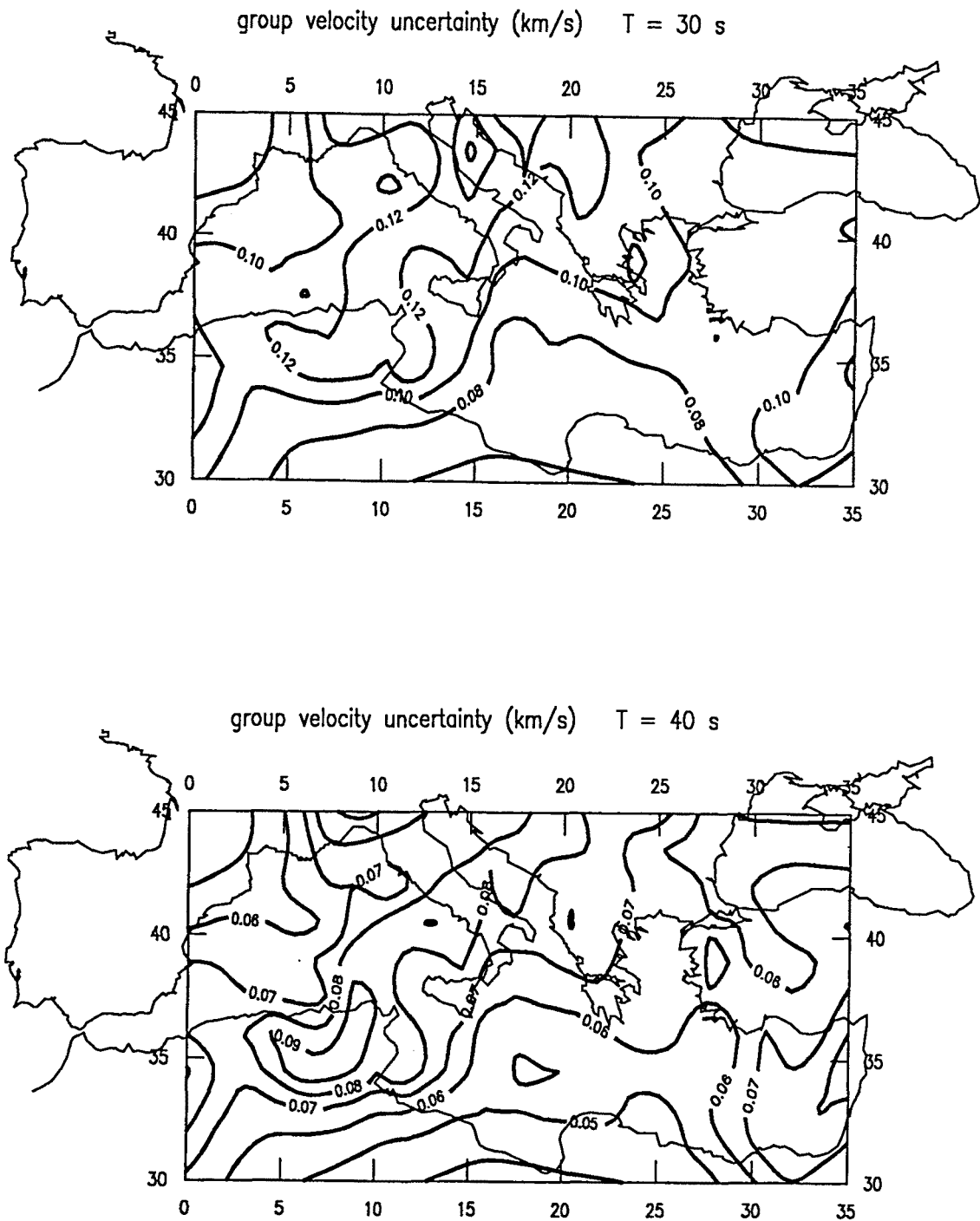


Fig. 6.12 Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 30 s y 40 s

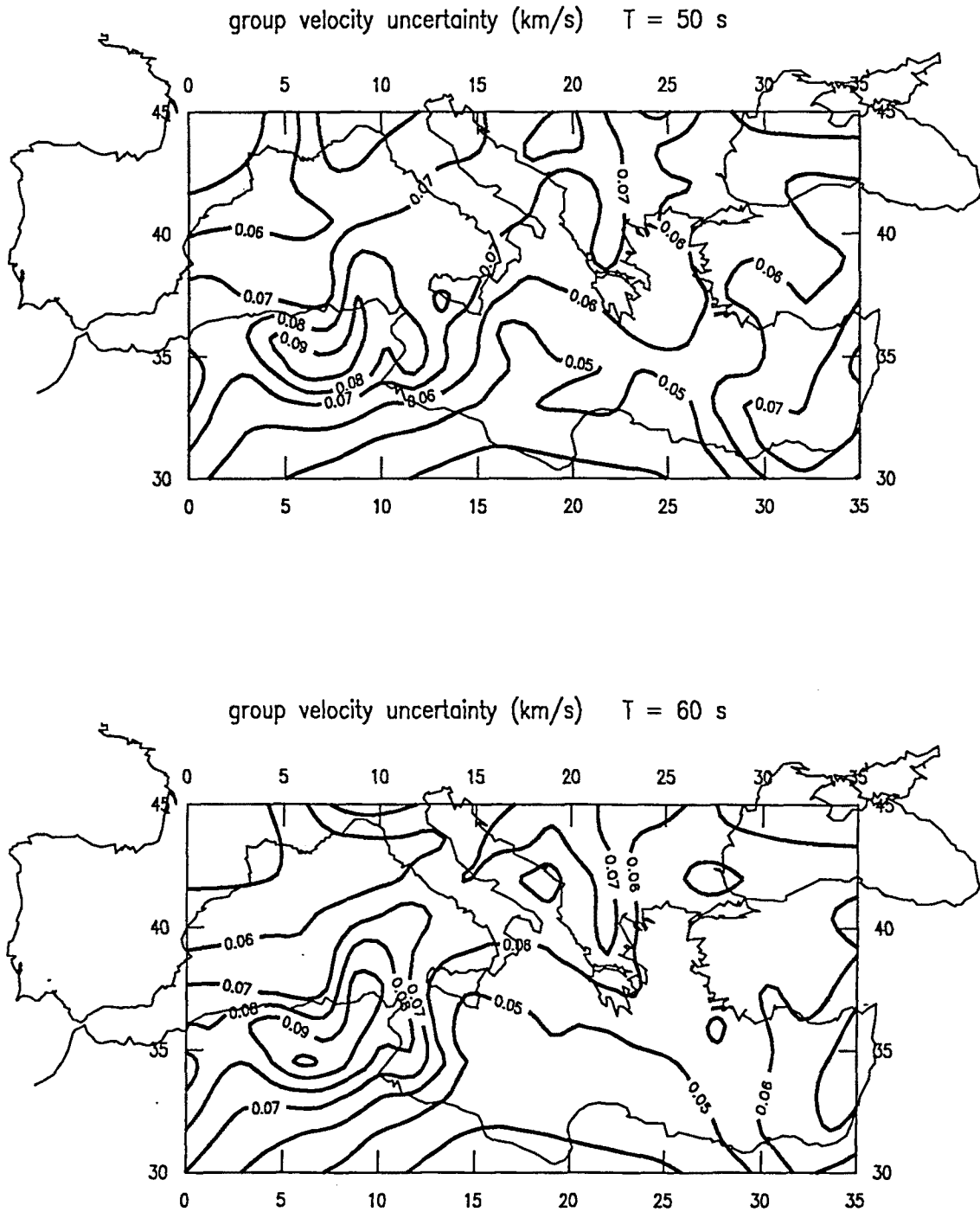


Fig. 6.13 Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 50 s y 60 s

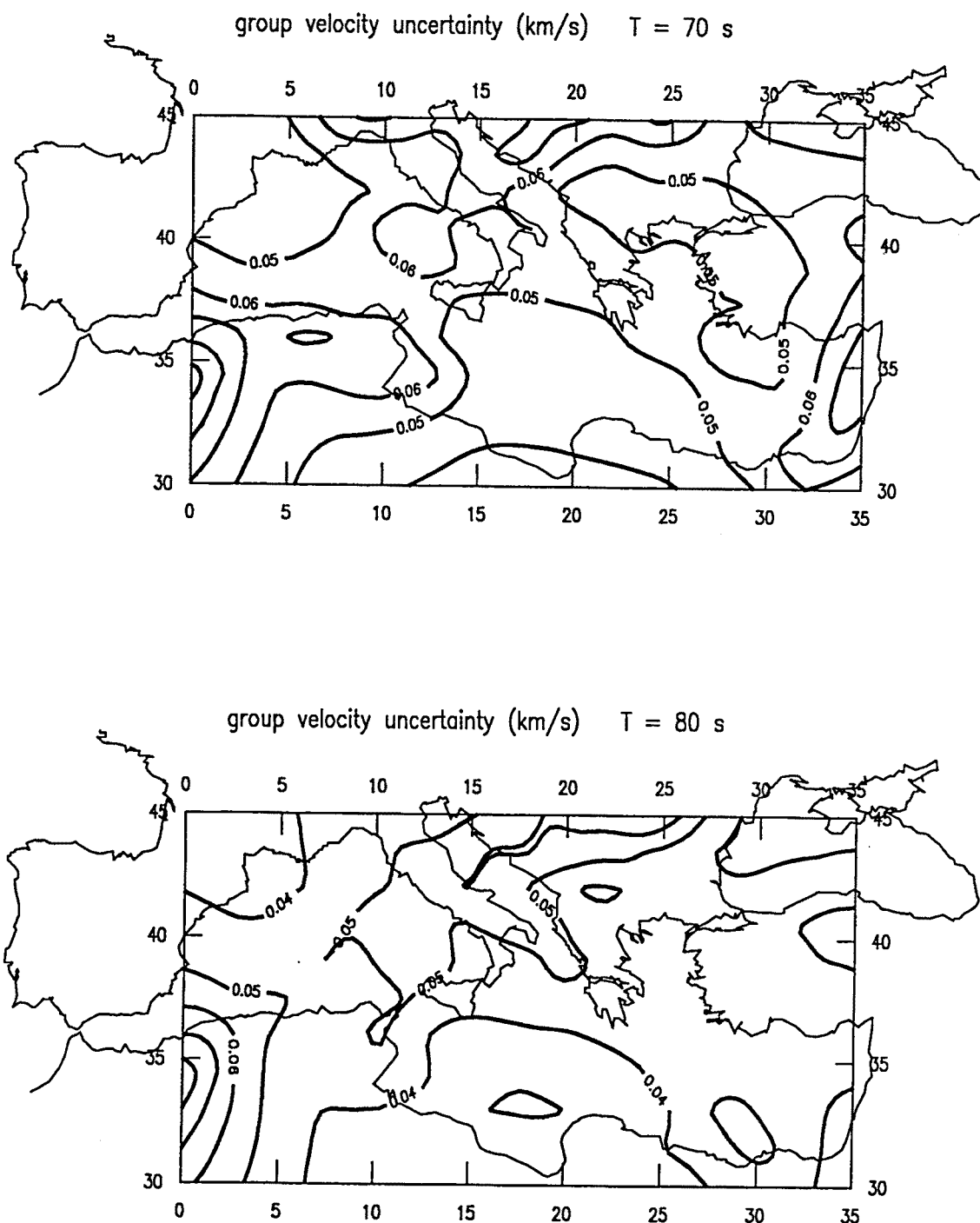


Fig. 6.14 Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 70 s y 80 s

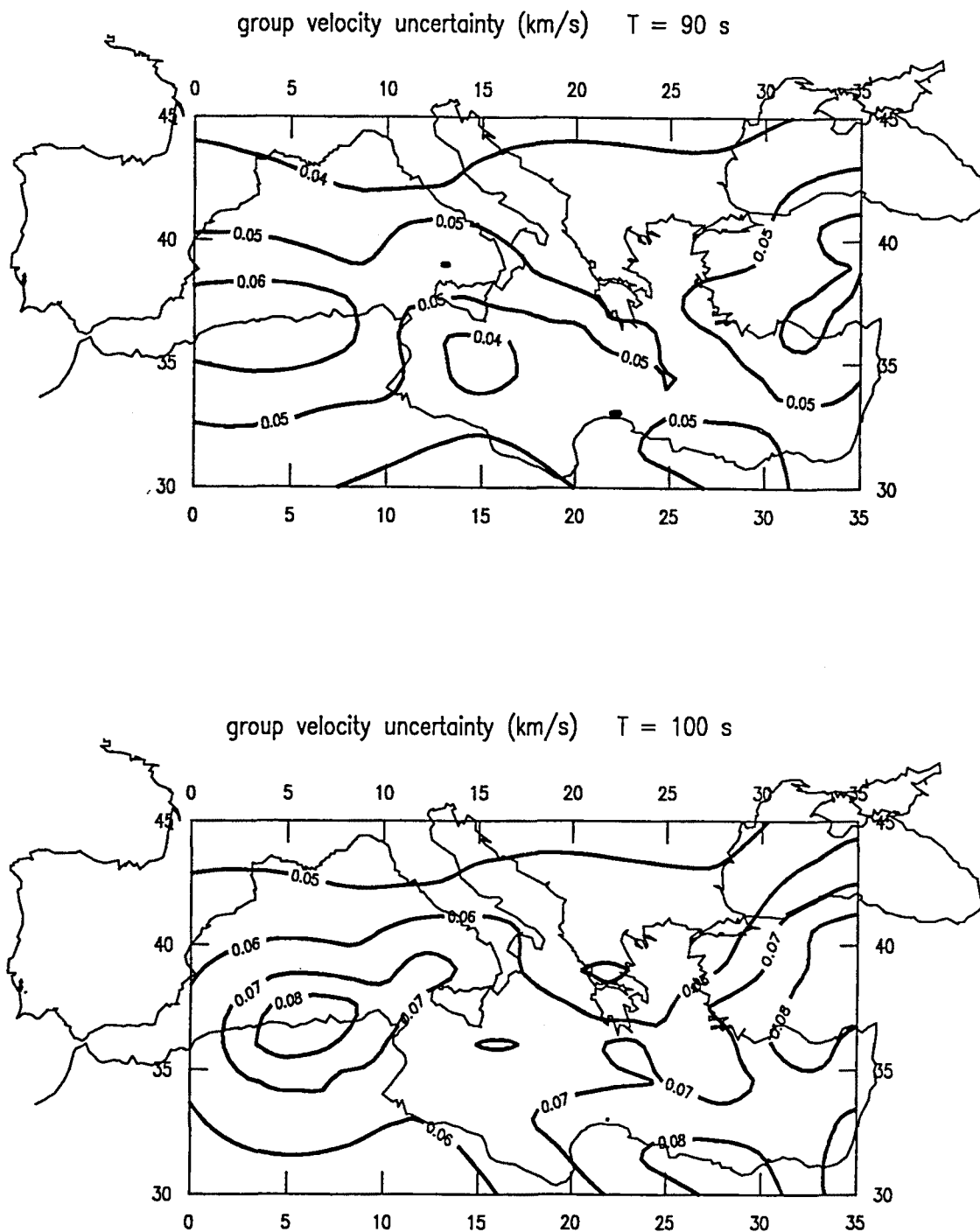


Fig. 6.15 Incertidumbres en las velocidades de grupo locales para periodos de 90 s y 100 s

Finalmente, las figuras 6.11–6.15 muestran, para algunos periodos, la distribución espacial de las incertidumbres en las velocidades de grupo locales, evaluadas a partir de la matriz de covarianza de la solución obtenida mediante el método de Yanovskaya y de los residuos del proceso de inversión. Observemos que, en general, la incertidumbre afecta a la segunda cifra decimal, siendo solamente algo mayor para los periodos más cortos. El valor de esta incertidumbre, en cada punto y para cada periodo, será tomado, en análisis posteriores, como una medida del error de la respectiva velocidad de grupo local. Los mapas de las figuras 6.11–6.15, al igual que los que mostraban la distribución de los valores del poder de resolución, han sido elaborados mediante el método de *kriging*.

6.3 Regionalización objetiva de la cuenca mediterránea

La clasificación objetiva de la cuenca del mar Mediterráneo en un cierto número de regiones homogéneas, desde el punto de vista de las propiedades dispersivas, se ha realizado mediante la aplicación de los algoritmos de *clustering* descritos en §4.3. Los elementos a clasificar serán las celdas del dominio para las cuales se ha podido definir una curva de dispersión local. Se han considerado, como datos representativos de cada celda, los respectivos valores de la velocidad de grupo para periodos entre 10 y 70 s, de 5 en 5 s. El motivo de limitarnos a este rango de periodos es que los valores del poder de resolución imposibilitan extender las curvas de dispersión locales fuera de este intervalo para todas las celdas consideradas. Se han tomado sólo los valores de la velocidad de grupo para periodos de 5 en 5 s, pues estos 13 valores son suficientes para reproducir adecuadamente la forma de la curva de dispersión y, de hecho, considerar más puntos de dicha curva tan solo introduciría información redundante.

En primer lugar, se ha aplicado a estos datos un *análisis en componentes principales* (PCA), con el objeto de eliminar posibles redundancias entre ellos y así reducir el número de variables que caracterizan a cada celda, lo que hará la posterior clasificación más sencilla. La tabla 6.1 resume los resultados del PCA. Para cada componente principal, se da su valor propio, que representa la varianza de los datos originales que explica la componente principal en cuestión, y la fracción de la varianza total

acumulada. En el proceso de clasificación, de acuerdo con la *regla del valor propio unidad*, las variables originales, esto es, las velocidades de grupo correspondientes a los 13 periodos considerados, para cada celda del dominio, serán sustituidas por los respectivos valores de las dos primeras componentes principales, las que están asociadas a valores propios mayores que la unidad. De los resultados del PCA se advierte que existe una notable redundancia entre los datos originales, puesto que sólo estas dos componentes principales explican algo más del 90% de su varianza.

Tabla 6.1 Varianza de las variables originales explicada por cada componente principal y fracción acumulada

componente principal	varianza explicada	fracción acumulada
1	9.0602	0.6969
2	2.6794	0.9030
3	0.5092	0.9422
4	0.3414	0.9685
5	0.1874	0.9829
6	0.0791	0.9890
7	0.0642	0.9939
8	0.0367	0.9967
9	0.0188	0.9982
10	0.0112	0.9990
11	0.0061	0.9995
12	0.0041	0.9998
13	0.0023	1.0000

Tabla 6.2 Evolución del índice de similitud con el número de grupos restantes

grupos	índice de similitud
...	...
20	0.4532
19	0.5191
18	0.5616
17	0.5735
16	0.6618
15	0.6796
14	0.7050
13	0.8455
12	0.8726
11	0.9274
10	0.9543
9	1.0666
8	1.0688
7	1.1093
6	1.2253
5	1.7383
4	2.7796
3	3.2563
2	4.9508

Al inicio de la clasificación, cada celda constituye una región homogénea. El *algoritmo de agregación promediada* (AL) busca, en cada iteración, entre todos los pares de grupos posibles, la fusión asociada al valor mínimo del índice de similitud, dado por la expresión (4.12). La tabla 6.2 muestra la evolución del mínimo de este índice de similitud, con el número de grupos restantes, a lo largo de la aplicación del algoritmo.

Observando la evolución creciente, a lo largo del proceso, del índice correspondiente a cada fusión aceptada, se intuye un primer salto abrupto, en comparación con los anteriores, cuando se intenta la fusión de 6 a 5 grupos. En consecuencia, podemos considerar la cuenca mediterránea dividida en 6 regiones homogéneas, desde el punto de vista de las velocidades de grupo locales del modo fundamental de las ondas Rayleigh. El mapa de la figura 6.16 representa, de forma esquemática, la distribución de estas regiones. Las zonas indicadas con el número cero corresponden a las celdas que han debido ser descartadas en la clasificación, por no haber sido posible definir, para ellas, una curva de dispersión local.

Las figuras 6.17a-6.22a muestran las curvas de dispersión asociadas a cada región, que han sido obtenidas promediando, para cada periodo, las velocidades de grupo locales correspondientes a las celdas del grupo. Las bandas de error representan la desviación típica de estos valores, y nos dan una medida de la heterogeneidad existente dentro del grupo. Estas figuras muestran, asimismo, las curvas de dispersión teóricas calculadas para los modelos de velocidad de cizalla deducidos para cada región (Figs. 6.17b-6.22b) mediante la inversión estocástica de las curvas de dispersión promediadas. Las barras horizontales representan el error en las velocidades de cizalla de las distintas capas. Como modelo inicial de la inversión, se ha tomado el modelo PREM (DZIEWONSKY and ANDERSON, 1981). Las figuras 6.17c-6.22c muestran una topografía de los kernels de resolución normalizados, asociados a las velocidades de cizalla. Para invertir las curvas de dispersión, se han utilizado los programas elaborados por HERRMANN (1987, 1991).

La región 1 (Fig. 6.16), que se extiende en dirección SE-NW desde la costa de Egipto hacia el sur del Egeo, Grecia y el mar Adriático, incluyendo, también, el sur de la península Italiana, está asociada, básicamente, a las velocidades medias de grupo más bajas, como puede observarse en la curva de dispersión representada en la figura 6.17a. En relación al modelo de velocidad de cizalla deducido para esta región (Fig. 6.17b), la característica más relevante es que los valores de β en las primeras capas, hasta una profundidad de unos 60 km, son menores que los obtenidos para el resto de las regiones en que se ha dividido la cuenca mediterránea. El escaso contraste entre los valores de β de las capas quinta y sexta hace pensar en un límite superior de la astenosfera situado hacia unos 110 km de profundidad.

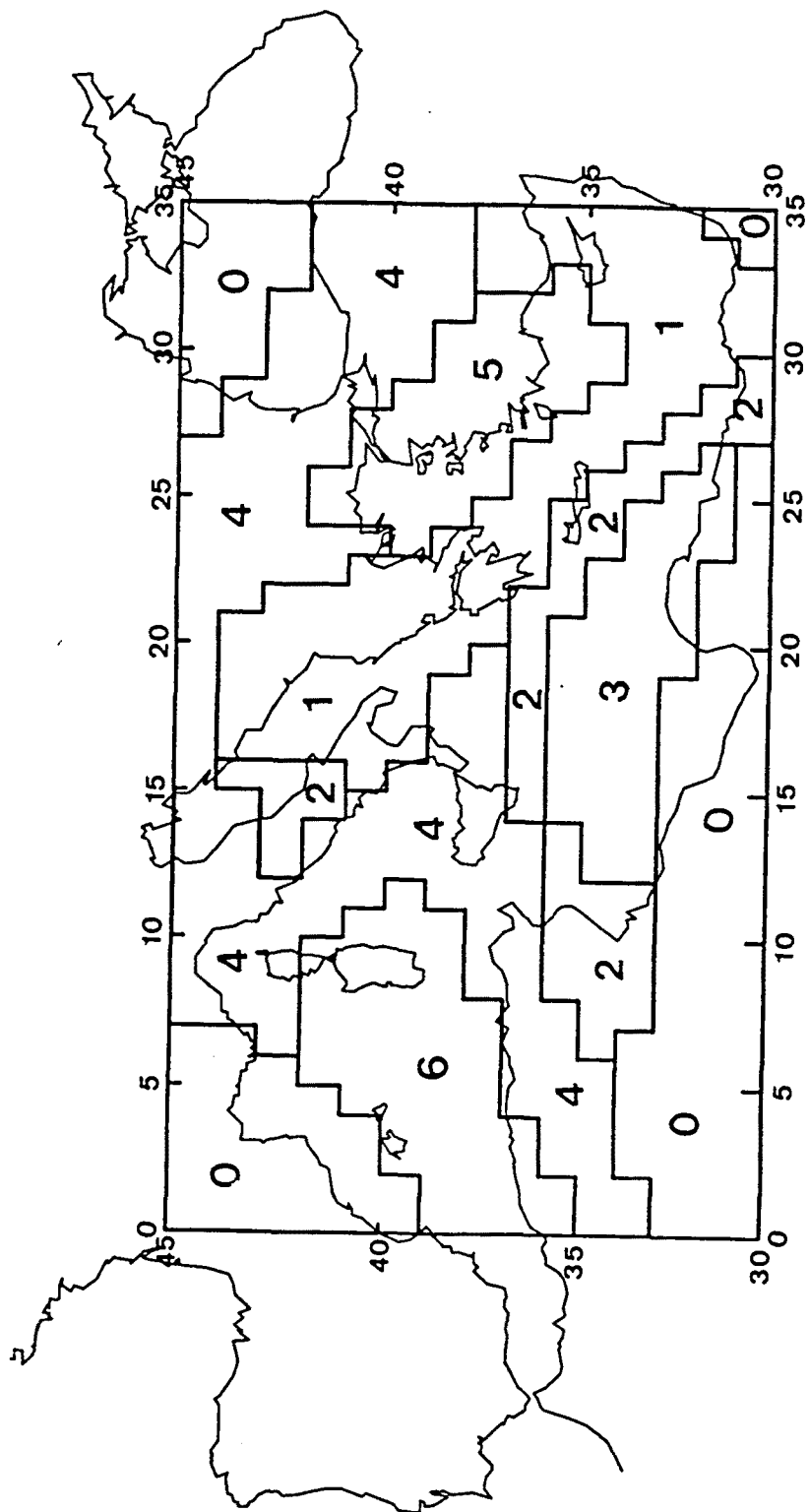


Fig. 6.16 Representación de las 6 regiones homogéneas obtenidas en la clasificación de la cuenca mediterránea

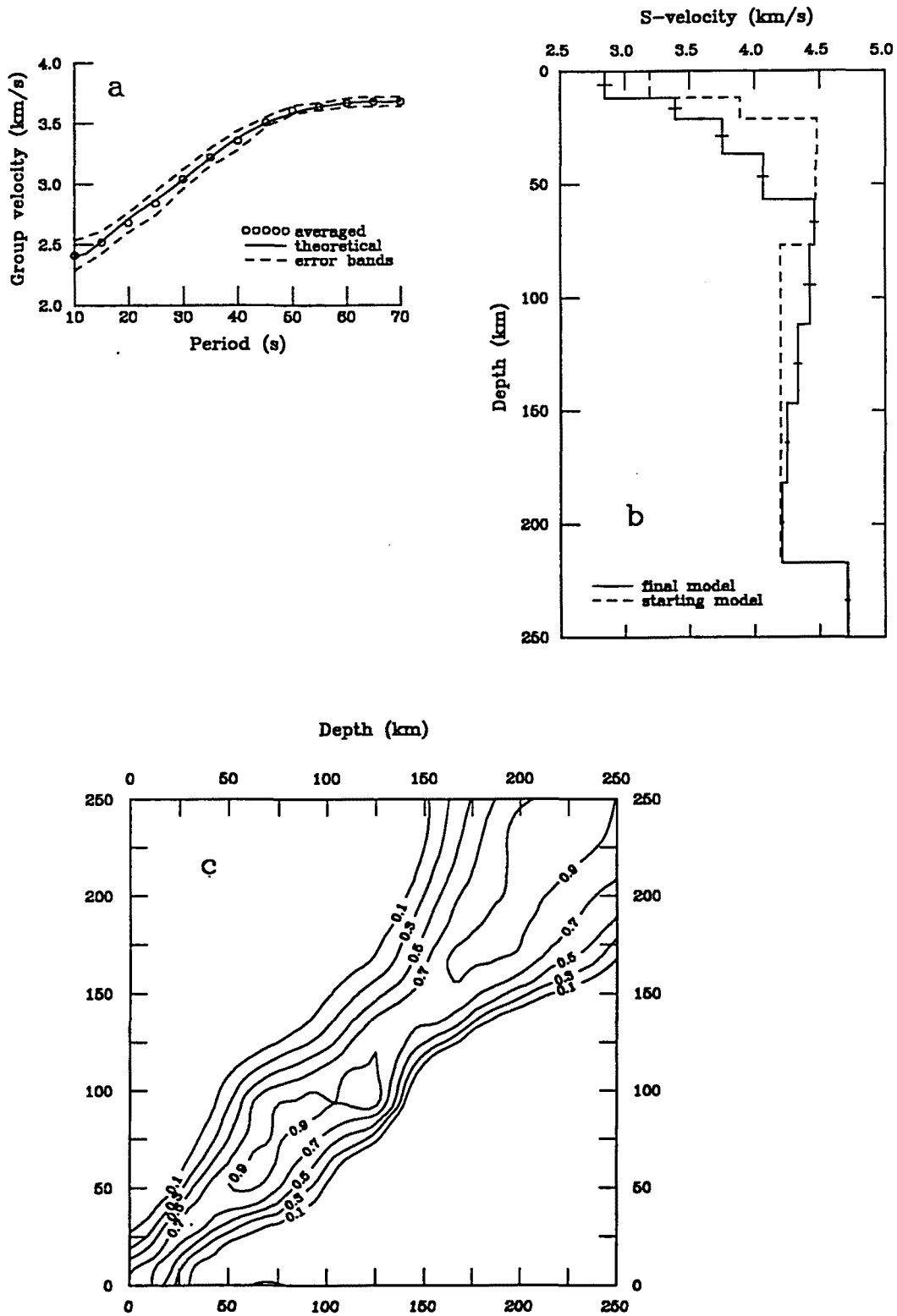


Fig. 6.17 Región 1: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

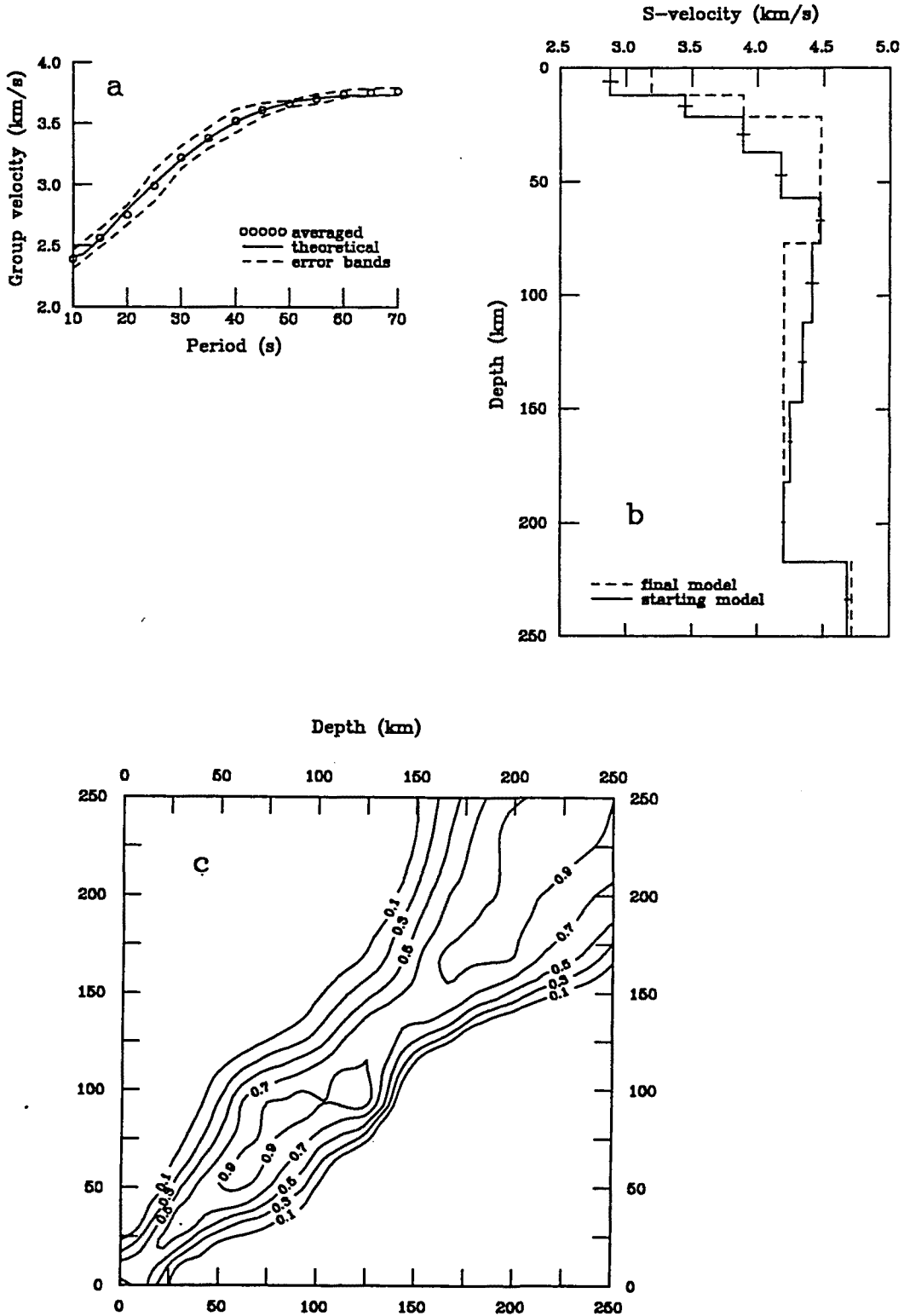


Fig. 6.18 Región 2: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

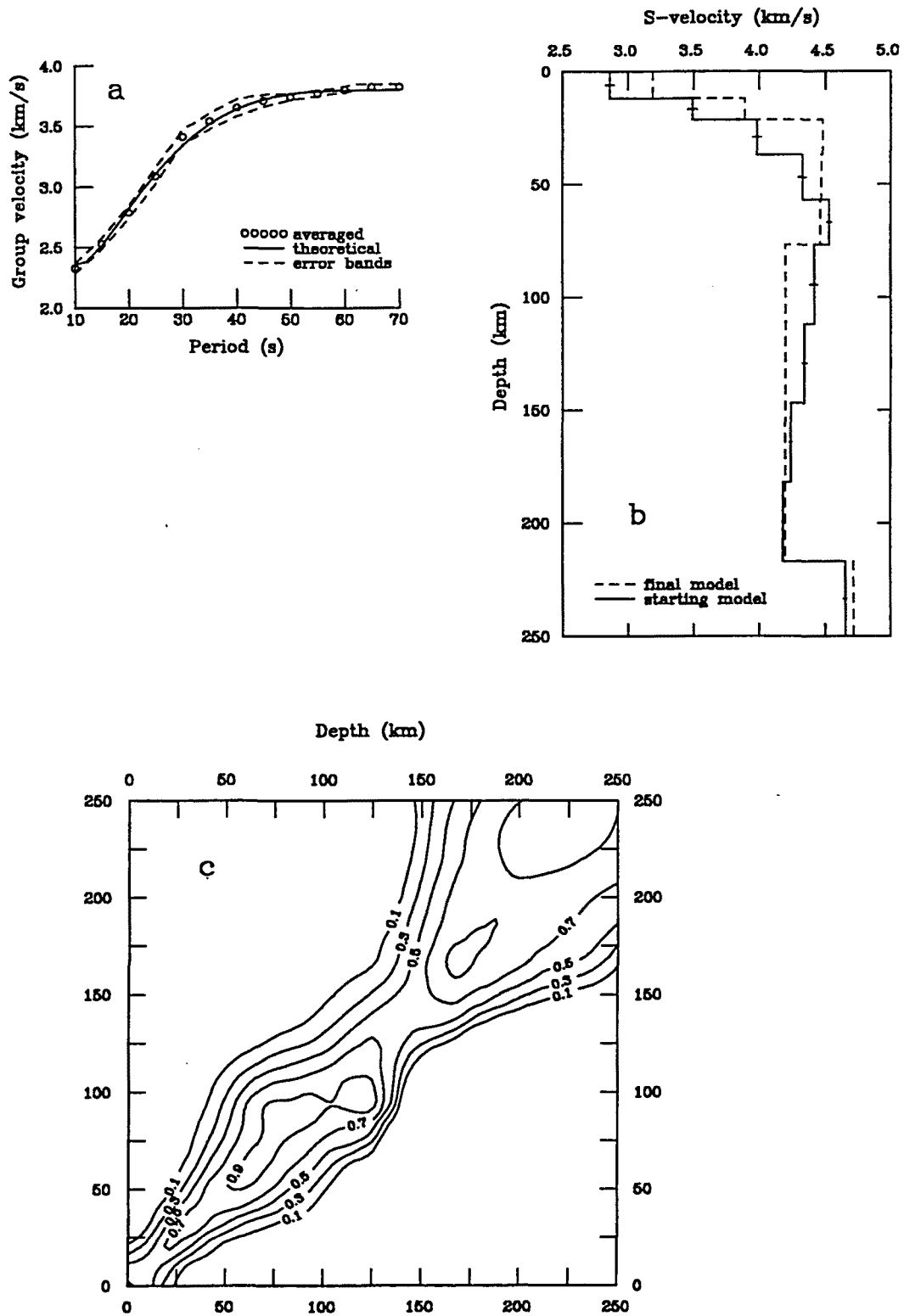


Fig. 6.19 Región 3: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

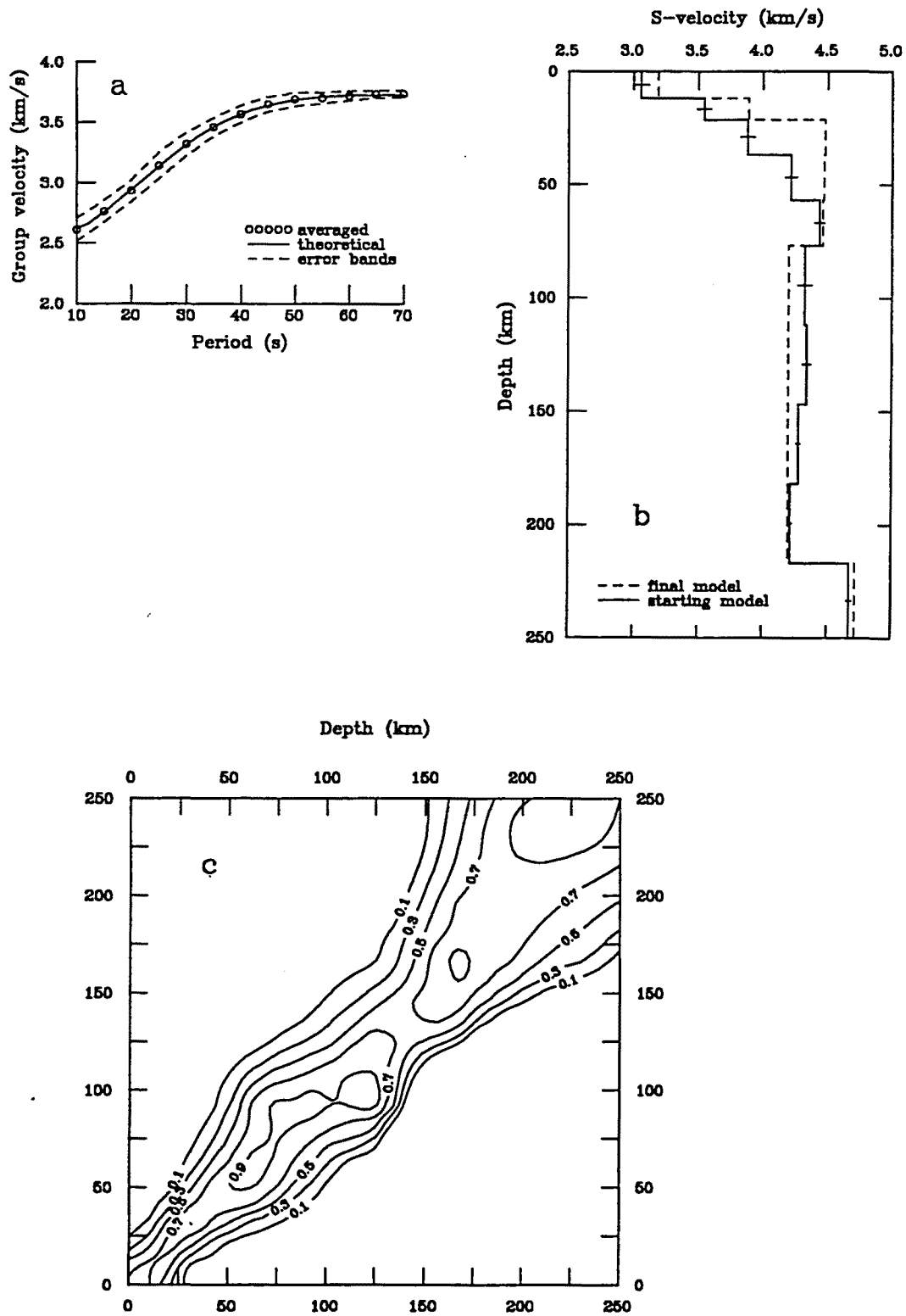


Fig. 6.20 Región 4: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

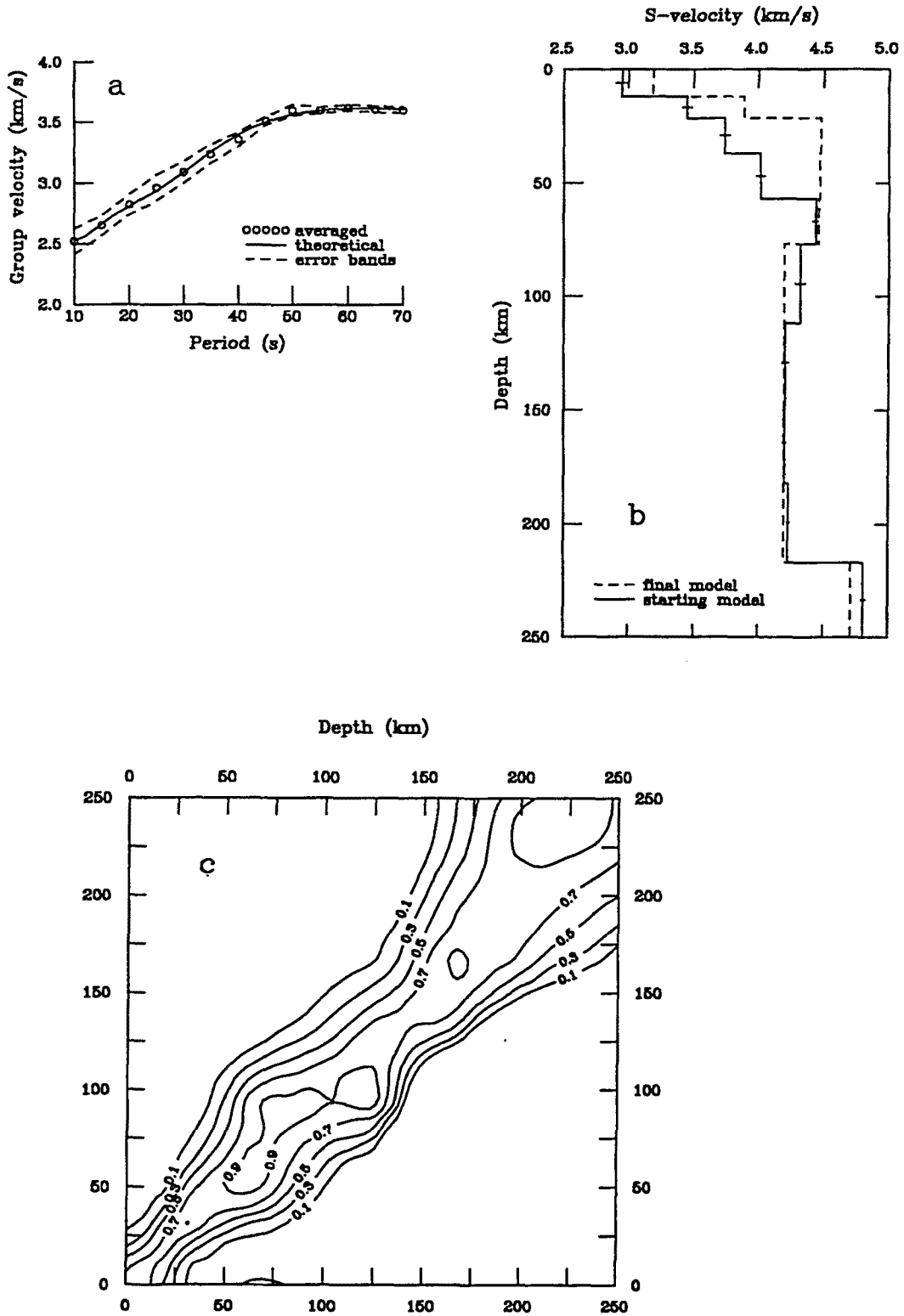


Fig. 6.21 Región 5: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

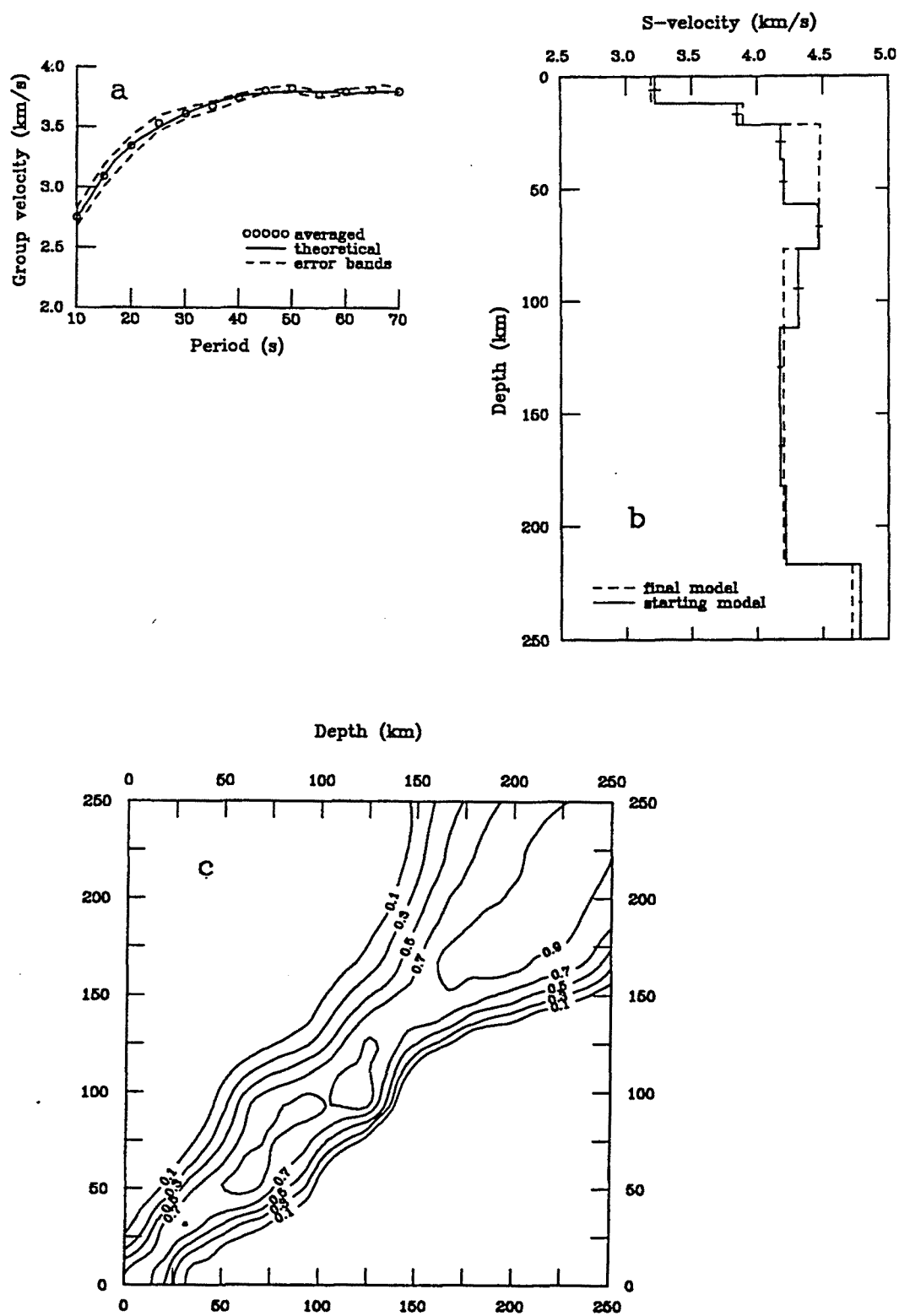


Fig. 6.22 Región 6: (a) Curvas de dispersión promediada y teórica; (b) modelo de cizalla obtenido por inversión y modelo inicial; (c) topografía de los kernels de resolución normalizados

La región 1 limita con una estrecha banda, rotulada como región 2, que se dirige hacia Túnez, pasando al sur de Sicilia, y que incluye, asimismo, el centro de Italia (Fig. 6.16). A esta región corresponden velocidades de grupo ligeramente más altas que las de la región 1 (Fig. 6.18a). El modelo elástico obtenido (Fig. 6.18b) muestra, hasta unos 60 km de profundidad, valores de β algo mayores a los de la región 1. A mayor profundidad, sin embargo, ambos modelos son esencialmente similares. En la región 2, el contraste entre los valores de β de las capas quinta y sexta es sólo algo mayor, por lo que, seguramente, la astenosfera comenzaría, igualmente, a unos 110 km de profundidad. Colindante con la región 1, hacia el este, encontramos la región 5, que incluye el resto del mar Egeo y parte de Turquía (Fig. 6.16). Las velocidades de grupo son más altas que en las áreas 1 y 2, para periodos cortos, y algo inferiores a periodos más largos (Fig. 6.21a). Ello está en consonancia con lo observado en los mapas de velocidades locales, donde puede apreciarse que, en la zona correspondiente a la región 5, las velocidades son algo mayores hasta 40 s de periodo (Figs. 6.1 y 6.2), en relación a los valores hallados más hacia el oeste, y menores a partir de 50 s (Figs. 6.3–6.5). El modelo elástico obtenido (Fig. 6.21b) refleja tales características, puesto que los valores de β , hasta unos 35–40 km, son ligeramente superiores a los deducidos para las áreas 1 y 2, mientras que, a mayor profundidad, son inferiores, de lo cual da cuenta el inicio de la astenosfera, que, a diferencia de las zonas 1 y 2, aparece, claramente definido, a 75 km de profundidad.

Las regiones 1, 2 y 5, caracterizadas, pues, en líneas generales, por los menores valores de la velocidad de cizalla, abarcan un área del Mediterráneo oriental que se extiende desde Egipto hacia el oeste de Turquía, sur de Bulgaria, Grecia, Albania, la antigua Yugoslavia, el Adriático y parte de Italia, esto es, la zona para la cual habíamos hallado velocidades de grupo locales claramente inferiores a las del resto de la cuenca mediterránea. Observemos que estas regiones engloban las áreas de actividad sísmica más notable, tanto por su frecuencia como por su magnitud. Resultará, desde luego, del mayor interés investigar si este área geográfica está asociada a atenuaciones más elevadas que las del resto de la cuenca mediterránea.

Las regiones 3 y 4 rodean el área anteriormente descrita. La región 3 se extiende al sur del Mediterráneo central, mientras que la región 4 se dirige a lo largo del norte de

Africa hasta las costas tunecinas, abarca Sicilia, el mar Tirreno y el norte de Italia, y enlaza con el norte de la antigua Yugoslavia, Bulgaria y parte del mar Negro y de Turquía (Fig. 6.16). Las áreas englobadas por la región 4 pueden ser consideradas las segundas en relevancia, por lo que se refiere a la actividad sísmica, que es frecuente, aunque, en general, de magnitud inferior a la del Mediterráneo oriental. La región 3 presenta velocidades de grupo algo menores que la 4, a periodos cortos, y mayores a periodos más largos (Figs. 6.19a y 6.20a), lo cual se refleja en los modelos elásticos respectivos (Figs. 6.19b y 6.20b), que muestran, para la región 3, valores inferiores de β en las primeras capas y algo más altos en la parte superior de la astenosfera, cuyo límite superior se detecta a unos 75 km de profundidad en ambas zonas. Finalmente, la región 6, en el Mediterráneo occidental, se extiende entre Córcega y Cerdeña, las Baleares y el norte de Africa (Fig. 6.16), abarcando áreas de menor actividad sísmica. Esta región viene caracterizada por los valores más altos de la velocidad de grupo (Fig. 6.22a), de acuerdo con las mayores velocidades locales obtenidas en esta zona, en especial, hasta periodos de 50–60 s. Los valores de β , en los primeros 60 km, son los más elevados de todo el Mediterráneo (Fig. 6.22b). El límite superior de la astenosfera, al igual que en las regiones 3, 4, y 5, se detecta a unos 75 km de profundidad.

Los ajustes entre las curvas de dispersión promediadas y las calculadas para los respectivos modelos elásticos son notablemente buenos, como se observa en las figuras 6.17a–6.22a. Los modelos elásticos pueden considerarse bien resueltos, a la vista de la representación topográfica de los kernels de resolución normalizados (Figs. 6.17c–6.22c). Los valores de la diagonal de la matriz de resolución son iguales o superiores a 0.9 en un amplio rango de profundidades y la banda de elementos no nulos a ambos lados de la diagonal es bastante estrecha. Tan solo cabe reseñar un ligero empeoramiento hacia las profundidades mayores, reflejado por la apertura de las isolíneas, lo cual no debe sorprendernos, dado el rango de periodos considerado.

Para concluir, merece ser resaltada la correlación que se apunta entre los resultados de esta clasificación objetiva y los de diversos estudios anteriores (PAYO, 1967, 1969; CALCAGNILE *et al.*, 1982; CALCAGNILE and PANZA, 1990), que sugieren las menores velocidades de cizalla y un mayor espesor de la litosfera en zonas que concuerdan con nuestras regiones 1 y 2, y opuestas características, coincidiendo con la región 6.