

9 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 Introducción

Este es el capítulo final de esta memoria. Por tanto aquí sólo cabe recoger los frutos y presentar las conclusiones más relevantes del trabajo así como apuntar futuras líneas de investigación. Sin embargo, también se aprovecha este capítulo para recoger de forma breve los resultados de otros estudios sobre la Península Ibérica que, sin duda, permitirán una mejor comprensión de las aportaciones aquí realizadas.

Así pues, se inicia el capítulo con una revisión de los antecedentes y de los principales estudios sobre atenuación realizados en la Península Ibérica. Se continúa con un breve comentario sobre la regionalización sencilla que han permitido nuestros datos.

Finalmente, se desgranar y comentan las principales conclusiones de este trabajo. El conjunto de estas reflexiones abarca los datos, las provincias tectónicas, el estudio de Q de coda y la separación de la atenuación intrínseca y dispersiva.

El capítulo se cierra apuntando líneas de investigación para el futuro desarrollo de las nuevas ideas aportadas por este estudio.

9.2 Estudios de atenuación sísmica en la Península Ibérica

La ocurrencia del terremoto de Andalucía, el día de Navidad de 1884, se considera como el comienzo de la sismología moderna, no sólo en España, sino probablemente en toda Europa. Este terremoto asoló la comarca de Alhama de Granada y la Axarquía de Málaga, alcanzando una intensidad máxima de X (escala MSK) (Vidal et al., 1981). Este terremoto fue estudiado en su momento por numerosas comisiones nacionales, como la española, italiana, alemana y francesa entre otras. Entre los numerosos trabajos realizados *in situ* por eminentes sismólogos de la época, Tarramelli y Mercalli por una parte y Steikhardt por otra, establecieron los primeros mapas de isosistas de un terremoto en España, y por consiguiente las primeras observaciones sobre la atenuación macrosísmica de las ondas sísmicas en el terreno y los efectos de sitio.

En 1899 se instaló el primer sismógrafo en España, un Milne, en el Observatorio de la Marina de San Fernando, Cádiz. Posteriormente, en 1902, se instalaron nuevos sismógrafos en el Observatorio de Cartuja en Granada, un Vicentini, de componente vertical, y dos Stiatessi, de componente horizontal, desarrollándose acto seguido nuevos sismógrafos, dando paso al inicio de la Sismología instrumental en España. A esta implantación de Observatorios Sismológicos le siguieron los del Ebro en 1904, Fabra en 1906, Toledo en 1909, Almería 1911 y en 1914 los de Alicante y Málaga. Estos observatorios pioneros, junto con algún otro, como por ejemplo los de Logroño y Granada, constituyeron la primera Red Sísmica Nacional que producía registros sísmicos analógicos en papel. Asimismo de esta época son los trabajos de un grupo de eminentes sismólogos como Inglada Ors, Massó, Rey Pastor, Fontseré y Navarro Newman entre otros.

Desgraciadamente, a partir de los años treinta empieza a decaer el desarrollo de la Sismología en España. En los años sesenta se instalaron en la Península Ibérica tres estaciones de la red WWSSN (*Wide World Standard Seismic Network*) en Toledo, Málaga y Oporto, que aún continúan funcionando, y se intentó modernizar el resto de las estaciones de la Red Sísmica Nacional equipándolas con nuevos sismógrafos Hiller Stuttgart de tipo Galvanométrico. En 1980 se creó la Red Sísmica de la Universidad de Granada, que comenzó a funcionar en 1983 y posteriormente, en 1985, pasó a constituir el primer cinturón de la Red Sísmica de Andalucía, poseyendo inicialmente registro en analógico y posteriormente en digital (De Miguel et al., 1988; Alguacil et al., 1990). A mediados de la década de los ochenta el Instituto

Geográfico Nacional inició el desarrollo de una nueva Red Sísmica Nacional instalando un total de 25 nuevas estaciones sísmicas. Estas instalaciones junto con las desarrolladas por el Real Instituto y Observatorio de la Armada de San Fernando en la zona del Golfo de Cádiz, la Red Sísmica de Cataluña y otras instalaciones como la Red Sísmica del estrecho de Gibraltar, de la Cerdeña, de Canarias, etc., constituyen un aumento instrumental muy importante en España.

En 1974 se obtuvo la primera escala de magnitud a partir de las ondas L_g , válida para la Península Ibérica (Payo y De Miguel, 1974, 1975) y por tanto se midió la pérdida de la razón amplitud/periodo debido a la distancia.

De Miguel y Vidal (1983) obtuvieron un valor de Q_{L_g} de 208, a 1 Hz, para todo el Sur de la península a partir de datos de 108 terremotos registrados en las estaciones WWSSN de la Península Ibérica. Canas et al. (1987, 1988) estudiaron la atenuación de la Península Ibérica a partir de las ondas Rayleigh obteniendo un valor de Q_β a profundidades de 0 a 80 km de 126 para la zona tectónicamente más estable de la Península, y de 57 para la parte más activa. También han sido estudiados los valores de la atenuación de las ondas L_g para recorridos a través del Mar de Alborán utilizando razones espectrales.

Con respecto a los estudios de atenuación a partir de ondas coda, los trabajos de Herraiz (1982) y Herraiz y Mézcua (1984, 1986) fueron los primeros efectuados en España, trabajando con datos analógicos, estudiando las regiones de Arette en los Pirineos franceses, Lorca (Murcia) y Granada.

Carsi (1986) y Carsi et al. (1987) realizaron un estudio preliminar de la atenuación en el Sur de España utilizando datos en analógico. Canas et al. (1987) plantearon un primer intento de regionalizar Q para toda la Península Ibérica utilizando datos analógicos y el método propuesto por Herrmann (1980). Esta regionalización fue culminada por Pujades (1987), Canas et al. (1989) y Pujades et al. (1990) utilizando datos analógicos y una modificación del método de Herrmann (1980) propuesta por Pujades (1987). Correig et al. (1990) realizaron un estudio preliminar de la atenuación en la región Este de los Pirineos. Del Pezzo et al. (1990) e Ibáñez et al. (1990 a,b) han realizado los primeros estudios de la atenuación utilizando datos digitales para el Sur de la Península Ibérica, estudiando la variación de Q_c con el lapso de tiempo y la profundidad.

Canas et al. (1987) realizaron el primer paso con el fin de regionalizar el valor de Q_c para toda la Península Ibérica utilizando datos analógicos. Para este trabajo estos autores utilizaron cuatro estaciones sísmicas, TOL, PTO, MAL y EBR. Los datos fueron analizados siguiendo el método de Herrmann (1980) con la suposición de que Q_c permanece invariable con la frecuencia. Este trabajo dividió a la península en tres áreas y les asignó un valor de Q_c a cada una de ellas. Los valores obtenidos fueron los siguientes,

- Área Sur Península Ibérica (estación MAL). $Q = 198 \pm 25$
- Área Nordeste Península Ibérica (estación EBR). $Q = 331 \pm 13$
- Área Oeste Península Ibérica (Estación PTO). $Q = 421 \pm 32$

El valor medio asignado para toda la Península fue: $Q = 365 \pm 38$.

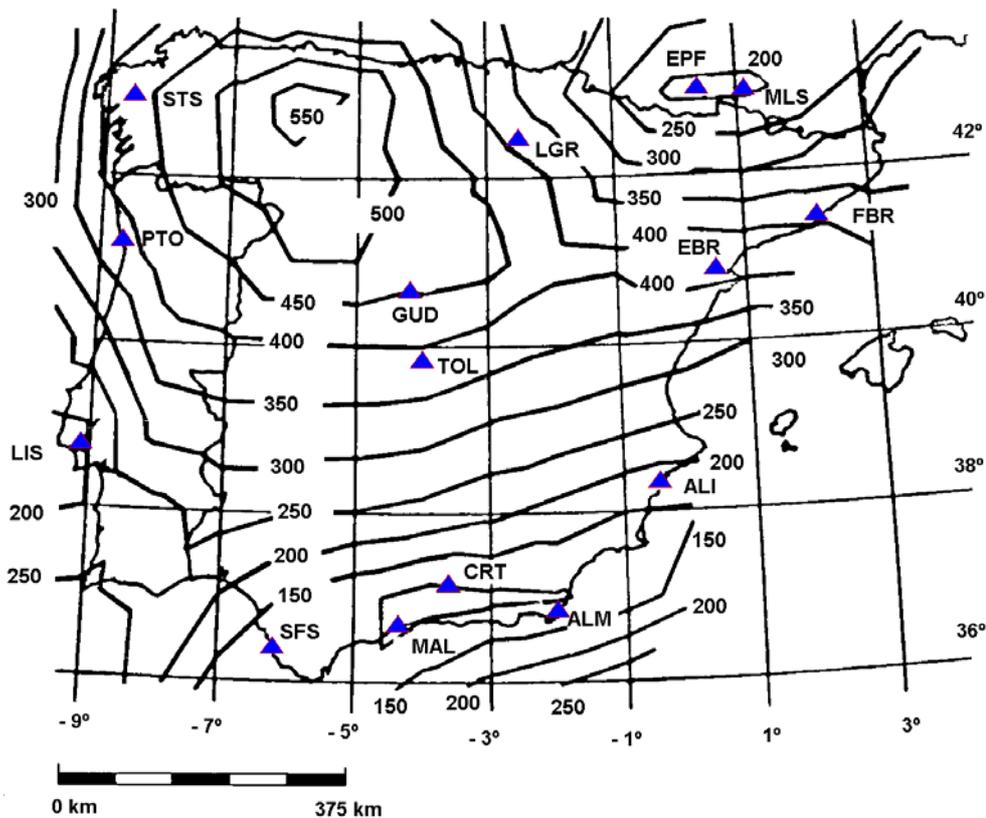


Figura 9.1 Mapa de iso- Q_0 para la Península Ibérica obtenido por Pujades et al. (1990).

Pujades (1987), Canas et al. (1989) y Pujades et al. (1990) realizaron una regionalización del valor de Q_c para la totalidad de la Península Ibérica con datos analógicos suponiendo una ley de dependencia de Q con la frecuencia. Estos trabajos están realizados utilizando un método de cálculo propuesto por Pujades (1987), que es una modificación del método de Herrmann (1980). El valor de ν , que muestra el exponente de la dependencia con la frecuencia, obtenido para toda la Península Ibérica estaba cercano a 0.5. La figura 9.1 es el mapa de Q_c a 1 Hz propuesto por Pujades (1987) y Pujades et al. (1990).

La región del este de los Pirineos, concretamente la zona de la Cerdaña, ha sido la primera región española analizada con datos digitales para el estudio de Q_c (Correig et al, 1990). Esta región ya fue analizada previamente por Correig et al. (1990) utilizando datos analógicos. Este primer trabajo obtuvo un valor de Q_c a 1.5 Hz que variaba entre 17 y 120.

El trabajo de Correig et al. (1990) utiliza cuatro estaciones sísmicas y 15 terremotos que fueron analizados utilizando el método de Sato (1977, a). La envolvente de coda se calculó mediante el método del filtrado, filtrando a 1.5, 3, 6, 12 y 24 Hz, y estimación del rms de la señal en el dominio del tiempo. No sólo estimaron el valor de Q_c para la coda de las ondas S, sino que también lo hicieron para las P. En la tabla 9.1 se presentan los resultados para las cuatro estaciones utilizadas y una media de todas. Destacan los bajos valores de Q_c obtenidos en comparación con los presentados en este y otros trabajos para otras regiones. En estos bajos valores puede influir el hecho de haber utilizado lapsos de tiempo muy pequeños, con lo cual, los valores de Q_c obtenidos son representativos de la capa más superficial de la región estudiada y, por tanto, corresponden a valores muy locales.

STATION	Q_0	ν	r^2
LVA	11 ± 1.3	1.21 ± 0.13	0.90
LES	14 ± 1.4	1.13 ± 0.15	0.89
URU	15 ± 1.3	1.21 ± 0.14	0.87
MON	14 ± 1.3	1.18 ± 0.13	0.90
MEDIA	14 ± 1.2	1.13 ± 0.08	0.95

Tabla 9.1 Valores de Q_c obtenidos por Correig et al. (1990) para el este de los Pirineos.

La región de la Béticas Centrales ha sido estudiada por Del Pezzo et al. (1990) y por Ibáñez et al. (1990, a). En esta región, una de las más activas del Sur de España, es donde tuvo lugar el terremoto más destructor en la Península Ibérica de los últimos 150 años, el ya citado terremoto de Alhama de Granada del 25 de Diciembre de 1884.

El análisis de Q_c se hizo a través de los sismogramas en formato digital de 54 terremotos registrados en 12 estaciones sísmicas. Estas estaciones pertenecen a la Red Sísmica de Andalucía y a la Red Sísmica Portátil del Instituto Andaluz de Geofísica. Los sismogramas fueron analizados en las bandas de frecuencia de 1Hz, 5Hz, 3Hz, 6Hz, 12Hz y 18Hz. Q_c se obtuvo tanto con los modelos de retrodispersión simple (*Single Back scattering* – SBS) como con los de dispersión isótropa simple (*Single Isotropic Scattering* – SIS), estudiando la variación de Q_c con el lapso de tiempo.

Los resultados obtenidos indican que no existen diferencias significativas entre los valores de Q_c obtenidos por el modelo SBS o el SIS, para este rango de distancias epicentrales, menores de 45 km. En la tabla 9.2 se presentan los valores de Q_c obtenidos en función del lapso de tiempo y de la frecuencia para los terremotos analizados. Los lapsos de tiempo utilizados fueron de 30, 50, 70 y 90 segundos. Se observa claramente una fuerte variación de Q_c con el lapso de tiempo, así como un fuerte aumento de Q_c con la frecuencia.

Freq (Hz)	Q (30s)	δQ (30s)	Q (50s)	δQ (50s)	Q (70s)	δQ (70s)	Q (90s)	δQ (90s)
1.5	109.2	24.2	142.3	25.0	172.9	24.0	223.6	21.9
3	190.6	38.3	242.6	34.7	298.0	37.8	402.8	34.4
6	358.9	57.4	439.4	50.3	542.3	49.7	771.1	48.9
12	656.6	82.7	809.5	77.8	1009.2	83.6	1427.7	85.4
18	944.2	102.6	1203.2	118.6	1477.4	115.6	2024.5	103.0

Tabla 9.2 Valores de Q_c en función del lapso de tiempo y de la frecuencia para las Béticas Centrales (Ibáñez et al., 1990,b).

A partir de los resultados anteriores, Ibáñez et al. (1990, b) encuentran las siguientes leyes de dependencia frecuencial para las Béticas Centrales,

Lapso de tiempo 30 s:	$Q = (75.1 \pm 9.4) \cdot f^{(0.87 \pm 0.04)}$
Lapso de tiempo 50 s:	$Q = (97.0 \pm 8.8) \cdot f^{(0.86 \pm 0.03)}$
Lapso de tiempo 70 s:	$Q = (118.1 \pm 8.9) \cdot f^{(0.86 \pm 0.02)}$
Lapso de tiempo 90 s:	$Q = (157.4 \pm 8.1) \cdot f^{(0.89 \pm 0.03)}$

Estudios más recientes, que separan los efectos de la absorción intrínseca y los de atenuación dispersiva en zonas del sur de España, son los de Akinci et al. (1995), Ugalde (1996), Pujades et al. (1997). Estos últimos trabajos junto con los de Pujades et al. (1990) son los más directamente relacionados con el presente estudio y, por tanto, son los que se han utilizado para contrastar los resultados aquí obtenidos.

En general se obtiene una consistencia excelente, aunque, como se verá enseguida, los resultados de nuestro estudio, permiten avanzar más y ver los estudios y trabajos anteriores bajo una nueva perspectiva.

9.3 Las regiones de estudio

Los sismos disponibles para este estudio ocurrieron en el intervalo 1997-1999 y se sitúan en áreas en las que se concentra la sismicidad natural de la Península Ibérica. Esta sismicidad natural ha permitido reagrupar los eventos en las siguientes tres regiones,

1. El Noroeste Peninsular (Galicia).
2. El Noreste Peninsular (Cataluña, Aragón, Navarra y, parcialmente, el sur de Francia).
3. El Sur Peninsular (sur de Valencia, Murcia, Andalucía y, parcialmente, el sureste de Portugal).

En la figura 9.2 se sitúan estas tres regiones de la Península para las que se han obtenido resultados de atenuación empleando los métodos de dispersión simple (Q_c) y el método de las ventanas múltiples de intervalos de tiempo (Q_t , Q_i , Q_s).

Un estudio más exhaustivo de la atenuación en toda la Península Ibérica, requeriría disponer de eventos cercanos registrados por estaciones situadas en la Meseta Ibérica y Portugal ya que con ellos sería posible complementar los resultados obtenidos en las tres regiones referidas. El

objetivo sería obtener un mapa de atenuaciones cuyo dominio fuera toda Iberia. Por el momento, los datos disponibles no lo han hecho posible.

Por otro lado, también se observa la necesidad de disponer de sismogramas en formato digital correspondientes a años anteriores a 1997 y los posteriores a marzo de 1999. Esto ampliaría la base de datos y permitiría una estadística sobre muestras mucho mayores de la que se ha trabajado en este estudio. Esta conclusión se hace evidente si se analiza la proporción entre el número de registros originales programados y seleccionados y los que finalmente se han tratado con las diferentes metodologías empleadas.

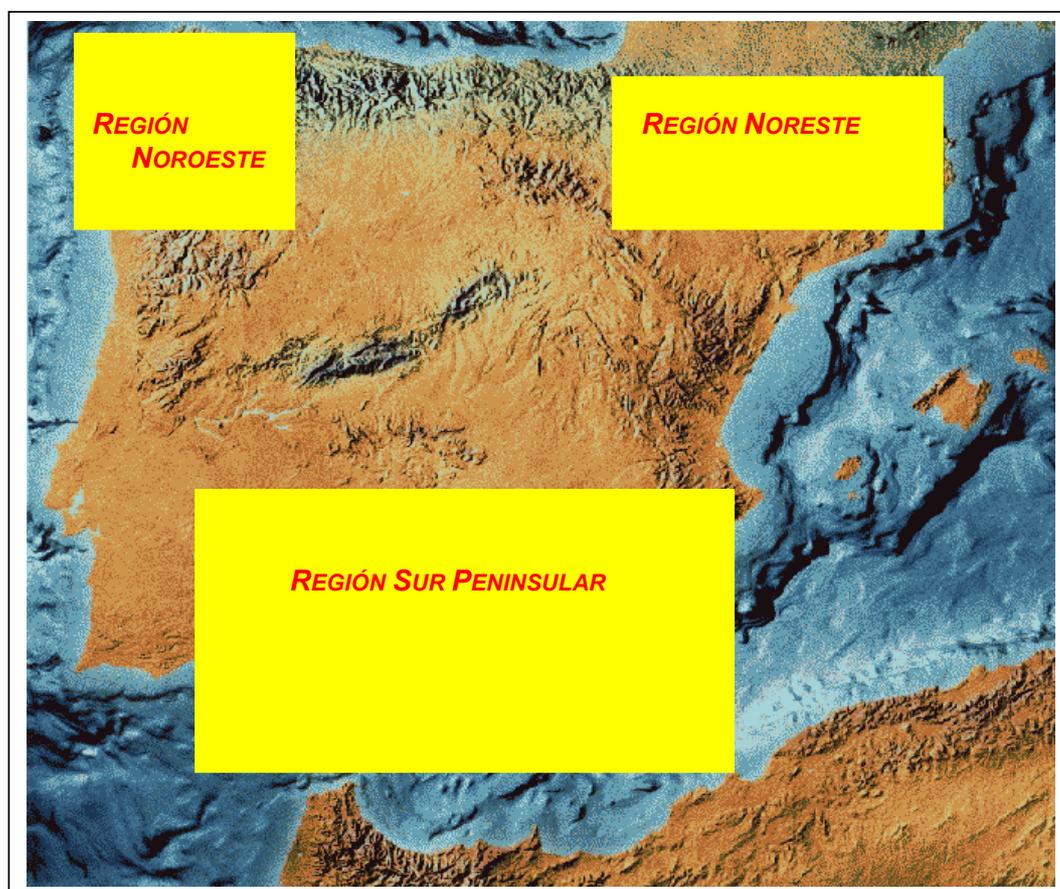


Figura 9.2 Regiones de la Península para las que se han obtenido resultados de atenuación empleando el método de dispersión simple y el método de las ventanas múltiples de intervalos de tiempo.

Así pues, este trabajo, como muchos trabajos de sismología, ha estado condicionado por las siguientes circunstancias,

- Un limitado número de datos cuya distribución espacio-temporal ha estado condicionado por el despliegue y funcionamiento de estaciones digitales y por la sismicidad natural.
- La utilización de modelos muy simplificados que aún distan de representar bien tanto la distribución espacial de los dispersores como las características de la interacción entre las ondas sísmicas y las heterogeneidades del medio (*scatterers*). Los métodos de coda suponen dispersión simple y el de ventanas múltiples supone dispersión múltiple. Ambos métodos suponen, dispersión isótropa y distribución homogénea de dispersores en el medio.

A pesar de todo ello, el análisis metódico y sistemático de los datos disponibles, unido al conocimiento de la geotectónica de los ambientes estudiados y al conocimiento obtenido a partir de trabajos previos realizados en la Península Ibérica y en otras regiones, nos ha permitido avanzar un poco más hacia la comprensión de las características de la atenuación sísmica en la litosfera de la Tierra en general, y de la Península Ibérica en particular.

Se relacionan a continuación las principales conclusiones de este trabajo.

9.4 Conclusiones

Tras una descripción detallada de la geotectónica de la Península Ibérica, que se ha revelado como excesivo tras el análisis final de los datos y resultados, una descripción de los modelos de coda y un estudio de los instrumentos y datos disponibles, se ha procedido a determinaciones de Q_c para todas las estaciones con información disponible suficiente. Empleando las mismas estaciones y los mismos datos ha sido posible separar las contribuciones de la atenuación intrínseca y dispersiva de la atenuación total y evaluar su dependencia frecuencial y la relación entre Q_c y los factores de calidad intrínseco, dispersivo y total.

Las principales conclusiones de este estudio son las siguientes,

9.4.1 Instrumentación y Datos

- Se han producido importantes avances en la infraestructura observacional sismológica de España. Desde 1986 se dispone de datos digitales.
- La información sobre las características de los instrumentos disponibles y el mantenimiento de las estaciones son correctos y permiten la realización de trabajos como el presente que, de otra forma serían inabordables.
- Parece conveniente que los organismos responsables realicen un preanálisis de las trazas disponibles separando las trazas de mayor calidad. La organización y mantenimiento de bases de datos de trazas de gran calidad facilitarían la selección de los datos.
- En este trabajo se han utilizado datos facilitados por el Instituto Geográfico Nacional.
- Existen otros organismos, algunos autonómicos y otros pertenecientes a otras instituciones, con estaciones sísmicas de calidad. Las bases de datos de trazas sísmicas completas aumentarían en cantidad y calidad si existieran protocolos de homogeneización de datos y se unificara su almacenamiento. Algo se ha hecho y se está haciendo en esta dirección. Estos esfuerzos supondrían un estímulo a la realización de trabajos como el presente y un incremento automático de la calidad de los mismos.
- En el mejor de los casos, los datos están condicionados por la sismicidad natural. Sólo la instalación permanente de estaciones en zonas de baja sismicidad y su operación durante largos períodos de tiempo, permitirán cubrir estas zonas, cuyas diferencias geotectónicas permitirían discriminar mejor los parámetros de atenuación.
- La infraestructura disponible y la sismicidad de la Península han permitido analizar tres regiones con tres ambientes tectónicos distintos y llegar a avances relevantes en el conocimiento de la atenuación en los mismos.

9.4.2 Q_c

Se ha analizado el factor de calidad Q_c a partir del método de Aki y Chouet (1975), obteniéndose valores de Q_c y de su dependencia frecuencial en todas las estaciones y en el rango frecuencial comprendido entre 1.5 Hz y 9.0 Hz.

Los resultados con menor dispersión se han obtenido en la banda frecuencial 6.0-8.0 Hz, hallándose esta banda frecuencial en la parte central del ancho de banda de las estaciones empleadas. Por este motivo se ha usado esta frecuencia para realizar mapas de iso- $Q_{7\text{Hz}}$ para las tres regiones analizadas.

La ocurrencia de dos sismos de intensidad VII uno en el sur y otro en el Noroeste ha permitido analizar la variación temporal de los parámetros de atenuación utilizando sismos anteriores y posteriores a las crisis sísmicas de Mula en el sur (Febrero de 1999) y de Lugo en el noroeste (Mayo de 1997).

Las principales conclusiones de esta parte del trabajo son,

- Se obtienen valores de Q_c relativamente bajos en las tres regiones estudiadas. Estos valores son ligeramente más altos en la zona noroeste y más bajos en la zona sur.
- Los mapas de iso- Q a 7 Hz para las tres regiones han permitido detectar anomalías de Q_c que están relacionadas con características geotectónicas. Sin embargo, la técnica de asignación geográfica (punto medio de la trayectoria epicentro-estación) produce un desajuste entre la anomalía de Q_c y la característica geotectónica asociada. En general, en cuencas y valles Q_c muestra valores bajos mientras que en macizos rocosos antiguos Q_c crece. La mayor cantidad de datos en la región sur permite ver mejor estas relaciones entre atenuación sísmica y tectónica.
- Las leyes de dependencia frecuencial ajustadas producen valores de Q_{c0} bajos y exponentes ν altos.
- No existe una buena correlación entre los valores de Q_{c0} y ν hallados y los determinados por Pujades (1987) para frecuencias de 1 Hz.
- Las causas que motivan valores de Q_{c0} bajos y exponentes ν altos y el desacuerdo con los valores de Q_{c0} y ν estimados a partir de frecuencias en torno a 1 Hz., se estima son las siguientes,
 1. La ley potencial $Q = Q_0 \cdot f^\nu$ es inadecuada para representar la dependencia frecuencial en un amplio rango de frecuencias.
 2. En consecuencia, cuando se usa esta ley cabe esperar que el exponente ν sea diferente a diferentes frecuencias.

3. Las observaciones de Q_c en rangos frecuenciales amplios apoyan la existencia de una frecuencia típica en la que se da un salto rápido de Q_c . Antes y después de esta frecuencia, las variaciones de Q_c serían suaves ($\nu < 1$). Esta frecuencia de salto sería típica en cada región y se situaría entre los 3Hz y 6 Hz. Para altas frecuencias la variación de Q_c es más suave que para bajas frecuencias.
 4. El ajuste simultáneo de esta ley en un amplio rango de frecuencias, incluyendo esta variación brusca, causa exponentes mayores que los esperados a altas y bajas frecuencias y, en consecuencia valores de Q_{c0} anormalmente bajos.
- El análisis de dos crisis sísmicas relativamente pequeñas ($4.8 < M < 5$; $I_{\max} = VII$), ha permitido observar variaciones significativas de Q_c antes y después del sismo principal. El signo de la variación no es el mismo y depende de las características de los esfuerzos que causan el sismo. Episodios compresivos llevarían asociado un aumento de los valores de Q_c después del sismo respecto de los valores de Q_c anteriores al sismo, episodios distensivos presentarían la tendencia contraria. La dependencia frecuencial se manifiesta menos sensible. Este resultado está de acuerdo con estudios previos y con el significado físico de la atenuación sísmica de la coda.
 - Con todo, el solape de las desviaciones típicas impide realizar afirmaciones contundentes apoyándonos en los casos y datos aquí analizados.

9.4.3 Q total, intrínseca y dispersiva.

La aplicación sistemática del método de ventanas temporales múltiples que tiene en cuenta la dispersión múltiple y permite separar la atenuación intrínseca y dispersiva, ha permitido confirmar aspectos tradicionalmente aceptados y avanzar en otros en los que existe una controversia importante como son la relación entre la Q de coda y la Q total, intrínseca y dispersiva y la dependencia frecuencial de todas ellas. Las principales conclusiones en estos aspectos son,

- La atenuación intrínseca domina sobre la dispersiva para altas frecuencias en todas las regiones analizadas. En la Península Ibérica, esto es cierto para frecuencias mayores que 3 Hz.
- Para frecuencias bajas, la atenuación dispersiva domina en la región sur.

- Parece que existe una frecuencia típica a la cual se produce un cambio del dominio de la atenuación dispersiva al de la atenuación intrínseca. Esta frecuencia sería una característica regional relacionada con el tamaño y distribución de los dispersores.
- La atenuación sísmica observada a partir de datos de coda sería menor en el noroeste que en el sur peninsular de acuerdo con trabajos previos y también con observaciones macrosísmicas.
- Para altas frecuencias, en general, Q de coda representaría bien la Q intrínseca que se hallaría muy cerca de la Q total, de acuerdo con los trabajos de Frankel y Wennerberg (1987).
- Para bajas frecuencias este comportamiento se complica pudiendo ser Q_c igual a Q_s . Sin embargo, este comportamiento parece depender de las características geotectónicas de cada región o, mejor dicho, del tamaño y distribución de dispersores. En algunos casos se observa que Q_i^{-1} , Q_i^{-1} y Q_s^{-1} son mayores que Q_c^{-1} .

9.4.4 La dependencia frecuencial

- La ley de dependencia frecuencial $Q = Q_0 \cdot f^v$, normalmente empleada para analizar la variación de los parámetros de atenuación inelástica y dispersiva no es adecuada cuando se analiza una banda frecuencial amplia y, además, tiene un sentido físico dudoso.
- Una ley más consistente con las observaciones y con mayor sentido físico, constaría de dos tramos en los que la variación de Q sería relativamente suave en el rango cercano a 1 Hz y en rangos entre 5 y 10 Hz o superiores. En alguna frecuencia intermedia se produciría un salto más o menos brusco en los parámetros de atenuación. Tanto la frecuencia de salto como la variación de Q con la frecuencia en los tramos frecuenciales altos y bajos serían típicas de cada región.
- Hay que tener en mente este sencillo esquema cuando se interpretan leyes frecuenciales sencillas que se han ajustado utilizando observaciones en un amplio ancho de banda frecuencial, entendiendo como tal ya intervalos entre 0.5 y 5.0 Hz o entre 0.5 y 10 Hz.
- A pesar de las fuertes limitaciones de la ley $Q = Q_0 \cdot f^v$ para representar el comportamiento observado de Q en un amplio rango de frecuencias, los ajustes de esta ley son sencillos y su aplicación a nuestros datos ha permitido destacar los siguientes aspectos,

1. La dependencia frecuencial de Q_i es siempre menor que la de Q_s . Esto es consistente con el significado físico de ambos parámetros.
2. La intersección de las rectas que ajustan los datos de Q_i y Q_s puede dar una idea sobre la frecuencia a la que la atenuación intrínseca pasa a dominar sobre la dispersiva y viceversa.
3. El distinto comportamiento manifestado por Q_i y Q_s a bajas frecuencias respecto del mismo a altas frecuencias, es un discriminante entre regiones de tectónica activa y regiones estables. Por lo tanto, la variación de Q_s con la frecuencia es mucho más rápida en estas regiones. El análisis de los exponentes v de todas nuestras estaciones confirman esta conclusión.

9.5 Epílogo y líneas de investigación futura

Afortunada o desafortunadamente una tesis no finaliza nunca. En cualquier caso, la finalización física en el tiempo y el cierre de la última página de la memoria constituyen un mojón, un punto kilométrico del camino científico, un camino que progresa sin prisa pero sin pausa incrementando nuestro conocimiento sobre el mundo que nos envuelve y sobre nosotros mismos dando paso a mejores cotas de calidad de vida y, ojalá!, de humanidad.

Esta tesis no es una excepción. En ella confluye el esfuerzo de muchas personas e instituciones que nos han permitido dar un paso más. Ahora entendemos un poco mejor los procesos que rigen la atenuación sísmica en la litosfera pero, también y paradójicamente, tenemos más inquietudes e incertidumbres que cuando empezamos. Ampliar las inquietudes y enfrentarse a nuevas preguntas no deja de ser un avance científicamente saludable.

Como cierre de esta memoria apuntamos sólo algunos de los aspectos que entendemos constituyen el progreso natural del trabajo realizado y el camino probablemente más rápido y recto para avanzar.

- La aplicación de los métodos y técnicas aquí utilizados a diferentes ambientes tectónicos más puros permitirán ver mejor algunas de las conclusiones que aquí se han apuntado.
- Evidentemente, cualquier esfuerzo en el aumento de datos que permita escapar de la servidumbre de la sismicidad natural y muestrear de forma minuciosa, contribuirá a evitar el *aliasing* espacio-temporal que hemos intuido y sufrido durante el desarrollo de este trabajo.
- Los potenciales de equipos y métodos logrados en el siglo XX deberían estimular a la comunidad científica a monitorizar de modo sistemático los parámetros de atenuación sísmica. Sin duda, estos presentan una gran sensibilidad a los cambios espacio-temporales de la distribución de dispersores y del régimen de esfuerzos de la litosfera. Esto permitiría seguir e incluso alertar de cambios bruscos en las tendencias geotectónicas en un determinado lugar. Sin duda, esta es una asignatura pendiente para el siglo XXI.

- Hemos intuido la precariedad de los modelos empleados. Las hipótesis son demasiado simples. Se impone avanzar hacia modelos que, incorporando hipótesis más realistas, no compliquen en exceso los métodos y técnicas necesarios para un contraste experimental.
- Como último apunte concreto y fácilmente realizable, convendría reformular la ley de dependencia frecuencial en los términos apuntados en este trabajo. Probablemente, en los tramos de las altas frecuencias debería intervenir el factor Q_i y en las bajas frecuencias el factor Q_s o, alternativamente, el albedo sísmico y la longitud de extinción.

Y se acabó.

Gracias al sufrido lector que ha tenido la paciencia de acompañarnos hasta aquí. Ojalá haya encontrado alguna frase, idea, concepto o desarrollo que le haya interesado y estimulado. Por unas horas hemos sido compañeros de viaje.