# Introducció a la determinació i aplicació dels paràmetres sísmics d'atenuació inelàstica

**Josep A. Canas i Torres**
CATEDRÀTIC DE GEOFÍSICA

## 1. Resum

Les ones quan es propaguen s'atenuen per dues causes: la primera denominada distribució geomètrica de l'energia, es deu a l'eixamplament del front d'ona quan es propaga, amb la qual cosa la densitat d'energia inicial del front en el focus sísmic es va debilitant en augmentar la distància; la segona és la denominada atenuació inelàstica, que com indica la paraula és la disminució d'energia a causa de processos no elàstics, és a dir que inclou tots aquells que no segueixen la llei de Hooke.

El treball que es presenta consisteix en l'estudi de l'atenuació inelàstica a la península Ibèrica, obtinguda a partir de la informació treta de diferents ones sísmiques registrades en estacions sismogràfiques localitzades a la Península i a la zona pirinenca francesa.

Els coeficients d'atenuació inelàstics, $\gamma$, i les pèrdues relatives d'energia que per cicle pateixen les ones quan es propaguen, quantificades mitjançant els factors de qualitat $Q$, es troben relacionats amb diversos paràmetres geofísics corresponents a l'escorça terrestre, com per exemple el flux de calor, la conductivitat elèctrica, els gruixos de l'escorça, el potencial de liqüefacció del terreny i les velocitats de les ones sísmiques. Així mateix, caracteritzen els diferents tipus de roques i també són un indicador potent de les característiques sismotectòniques de les zones a les quals corresponen.

En estudis de risc sísmic són molt importants, ja que són la funció dels diferents tipus de terreny i expliquen les relacions existents entre la intensitat o magnitud dels terratrèmols i l'àrea afectada. Alhora són utilitzats per a la predicció de distribució d'intensitats sísmiques. A partir d'aquests estudis s'obtenen fórmules locals de magnitud i moments sísmics que posteriorment intervenen en càlculs de perillositat sísmica.

Els tipus d'ones a partir dels quals es determina usualment l'atenuació inelàstica són:

a) Ones de Coda. Apareixen al final dels sismogrames i contenen informació sobre volums ellipsoïdals de terreny.

En aquest cas $Q$ rep el nom de $Q_c$.

b) Ones de Rayleigh o ones que quan es propaguen indueixen un moviment superficial ellíptic i retrògrad de les partícules del terreny. El pla de l'ellipse conté la direcció de propagació i és normal a la superfície del terreny.

L'aplicació de mètodes matemàtics, denominats d'inversió, als coeficients d'atenuació inelàstics de les ones de Raylegh, $\gamma R$, permet d'obtenir la distribució del paràmetre $Q$ de les ones de cisalla ($Q\beta$) segons la profunditat.

c) Ones $L_g$ o ones que usualment presenten amplituds més grans que qualsevol tipus d'ona per a terratrèmols de magnitud $\leq 6$. Es caracteritzen mitjançant els seus coeficients inelàstics d'atenuació, $\gamma L_g$.

En la component vertical dels sismògrafs, les ones $L_g$ les constitueixen la suma de les amplituds i fases dels modes superiors de vibració de les ones de Rayleigh. Els coeficients d'atenuació inelàstics es determinen aplicant tècniques matemàtiques en el domini del temps i en el domini de les freqüències.

En aquest estudi es presenten les distribucions de $Q_c$, $\gamma R$, $Q\beta$ y $\gamma L_g$ corresponents a la península Ibèrica.

De l'anàlisi dels resultats es dedueix que:

a) Els factors $Q_c$, depenents de la freqüència de vibració de les ones, són funció de les característiques sismogeo-tèctòniques de la península Ibèrica.

b) Els coeficients d'atenuació inelàstica, $\gamma R$, depenents de la freqüència, i els factors $Q\beta$ semblen ser governats per la regla anterior.

c) Els coeficients d'atenuació de les ones $L_g$, $\gamma L_g$ segueixen la mateixa regla que abans hem citat.

S'estableixen una sèrie de relacions qualitatives entre els paràmetres d'atenuació i diversos paràmetres geofísics coneguts a la Península i s'esbossa la possibilitat de l'aplicació d'aquests paràmetres a problemes de predicció. També s'indiquen les possibilitats futures de l'estudi fet en els camps de la geofísica i les enginyeries relacionades amb el coneixement de l'estructura del terreny, construcció i recursos naturals.

## 2. Introducció

Alguns estudis han establert l'existència de fortes variacions laterals de propietats diverses de l'escorça terrestre, com per exemple, les variacions de: flux de calor (Lachenbruch, 1979) conductivitat elèctrica (Reitzel et al, 1970), gruixos d'escorça i velocitats de les ones sísmiques (Udias, 1980; Banda, 1987).

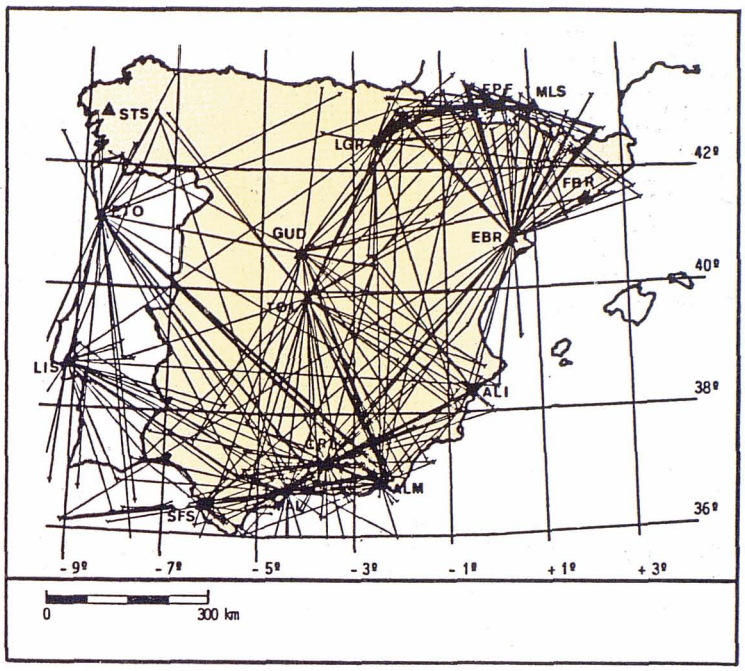
La dependència que hi ha entre el factor sísmic d'atenuació $Q$ (o el coeficient d'atenuació $\gamma$;

$$\gamma = \frac{\pi}{QVT}$$

on $V$ és la velocitat de grup o de fase de ones, segons si aquestes tenen o no caràcter dispersiu, i $T$ és el període), i les propietats corticals, citades anteriorment, són veritablement notables. Der i McElfresh (1977) van trobar una excel·lent correlació entre $Q$ i la velocitat de l'ona compressional refractada en el límit inferior de l'escorça terrestre -denominada ona $P_n$-, i van determinar que aquesta era major com més gran era $Q$. En diversos estudis (Diment et al, 1972; Alsup, 1972; Solomon, 1972) es va determinar que existien relacions entre la variació del factor $Q$ i la variació del flux de calor, el qual era menor com més gran era $Q$. Mitchell (1970) i Mitchell i Landisman (1971) van obtenir una excel·lent correlació entre els valors de la resistivitat elèctrica, les velocitats sísmiques i els factors d'atenuació, ja que a valors baixos de $Q$ els corresponien valors petits de resistivitats i de velocitats. Herrmann (1980), Singh i Herrmann (1983) i Raoof (1984) han demostrat que els valors baixos de $Q$ van associats a zones tectònicament actives. Herraiz i Mezcua (1984) van obtenir tres valors diferents per a tres petites regions d'Espanya, i van indicar que existia un comportament elàstic diferent a cada una de les zones d'acord amb les característiques geològiques pròpies del lloc. Canas (1986) va obtenir que en zones volcàniques, els valors de $Q$ són petits, i són, a més, depenents de la freqüència dels senyals sísmics registrats.

La variació de $Q$ amb la profunditat, sota els fons oceànics, i la seva dependència de l'edat litosfèrica va quedar prou demostrada a final dels setanta i principi dels vuitanta (p.e. Canas i Mitchell, 1978; Canas et al, 1980; Canas i Mitchell, 1981).

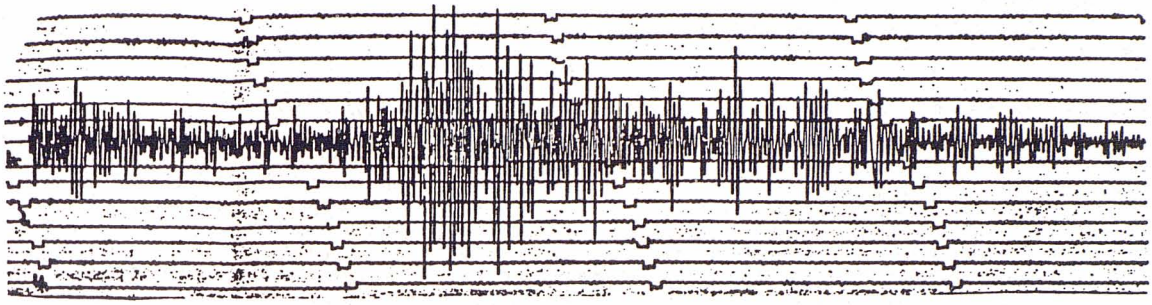
Els factors $Q$ són, així mateix, de màxima importància a l'enginyeria civil, especialment perquè serveixen per a la caracterització dels diferents tipus de terreny i dels diferents tipus de roques. En general, s'esdevé que a terrenys o roques més consolidats els corresponen valors més elevats de $Q$ (p.e. Young i Hill, 1982; Tonouchi et al, 1983). En enginyeria sísmica, els valors $Q$ són importants perquè sembla que hi ha relació entre la distribució de les intensitats dels terratrèmols (Muñoz et al, 1985), les acceleracions màximes del terreny (López-Arroyo, comunicació personal) i les variacions de $Q$. En general, a àrees extenses, afectades per ones sísmiques, els corresponen valors petits de $Q$ (Nuttli, 1974). Diversos estudis que tracten de la relació entre la magnitud o intensitat del terratrèmol i l'àrea afectada arriben a la conclusió que els diferents efectes observats es poden arribar a explicar segons la variació del factor $Q$ (Goel, 1973; Street i Lacroix, 1979; Malone i Bor, 1979). Un dels paràmetres utilitzats per a la predicció d'intensitats sísmiques (Everden, 1975; Nuttli et al, 1979) és el factor local d'atenuació. Aquest factor es pot obtenir fàcilment a partir de mapes detallats de valors corticals de $Q$ (Singh i Herrmann, 1983; Raoof, 1984). Hi ha indicis que els valors de $Q$ corresponents a zones amb un potencial mitjà o elevat de liqüefacció són menors als corresponents a zones amb potencial menor. Això es desprèn dels estudis efectuats per Chacón et al (1988) i Morales (1991).




**Localització de les estacions sismogràfiques i sismes utilitzats a l'estudi de $Q$ de Coda**

Les ones $L_g$, ones amb característiques dispersives són formades per estils superiors de vibració d'ones superficials i són molt importants per a determinar les proporcions dels terratrèmols utilitzant magnituds (Canas, 1991). A zones on hi ha pocs registres d'acceleracions o pràcticament cap, com per exemple a Espanya, són importants per a determinar acceleracions del terreny, a partir de les quals es poden inferir quines seran les càrregues dinàmiques que actuaran sobre les estructures.

L'ús de relacions empíriques, com per exemple la d'intensitat-acceleració -especialment si no s'obtenen per a la zona d'estudi- per a determinar acceleracions, pot portar a cometre errades que afectin els marges de seguretat de les estructures i en conseqüència la població del seu entorn. Existeixen diversos problemes inherents a la utilització d'aquestes relacions, d'entre les quals cal dir que la intensitat és una mesura de caràcter subjectiu, especialment per a valorar sismes que han tingut lloc en èpoques passa-



**Sismograma corresponent a la component vertical del terratrèmol que tingué lloc el 22 de juny de 1980 a les 23 h 18 mn 33,9 s, localitzat al sud de la Península i enregistrat a l'estació sismogràfica EBR (Ebro)**

des en què no existien escaies d'intensitat prou definides. Si, a més, afegim les comunicacions directes deficients i lentes, i que els nuclis de població i els habitants de cadascun eren molts menys que avui en dia, es pot entendre la gran incertesa en les intensitats assignades als terratrèmols, incloent-hi els de principi de segle.

## 3. Metodologia

### 3.1 *Q* de Coda -*Qc*-

Les ones dites de Coda són aquelles que tot i que apareixen a la part final del sismograma -majoritàriament de període curt, és a dir períodes propis dels instruments de registre pròxims a 1 segon-, no s'identifiquen amb cap de les fases conegudes. Una de les seves característiques principals consisteix en un decreixement exponencial, a partir d'un cert màxim -normalment, aquest coincideix amb l'ona de cisalla, $S_g$, que viatja per la capa granítica de l'escorça o amb l'ona $L_g$, fins que l'amplitud de la vibració és similar al soroll de fons que apareix al sismograma quan no es registra cap terratrèmol.

La teoria de Coda va ser desenvolupada, en els seus aspectes teòrics, per Aki (1969) i Aki i Chouet (1975). Actualment es consideren dos tipus de models. El primer suposa que les ones es generen pel caràcter dispersiu del medi que aquestes travessen i en el qual les reflexions simples i múltiples generen la part final dels sismogrames. Aquestes reflexions són a causa de les barreres que les ones, durant la seva propagació, troben al seu pas (topografia irregular, heterogeneïtats, falles, fractures, etc.). El segon model suposa que la transferència d'energia des del focus fins al receptor s'origina per processos de difusió.

La investigació en aquest camp es dirigeix actualment a la modelització teòrica de la Coda basada en els models esmentats.

Allò que a nosaltres ens interessa en aquest estudi és l'aplicabilitat de la teoria de Coda a l'obtenció dels valors de *Q* de Coda ($Q_c$), i de la relació que hi pugui haver entre aquests i les característiques geofísiques del terreny.

Així doncs, ens interessa quina és la forma pràctica de determinar $Q_c$ i, alhora la seva dependència freqüencial. Per això, fem ús de l'extensió de la teoria de Coda, efectuada per Herrmann (1980) i modificada per Pujades et al (1990). Un cop determinat $Q_c$ i la seva dependència freqüencial a diverses regions de la península Ibèrica, el següent pas és saber quina és la seva distribució general.

L'esquema que s'ha seguit per a la determinació de $Q_c$ es basa en l'expressió següent (Pujades et al, 1999):

$$t_0^* = \left(\frac{I'}{\pi I}\right)\left[\frac{f_p}{f_0}\right]^v \qquad (3.1)$$

on $I$ és la corba d'amplificació del sismògraf d'acord amb la freqüència, $f_p$; són les freqüències observades en els sismogrames, I' indica la primera derivada d'$I$, $f_0$ és la denominada freqüència de referència, que en aquest estudi es pren igual a 1 Hz, i $v$ és un exponent real que indica el grau de dependència freqüencial existent. La determinació de $Q_c$ s'efectua a partir de la relació que hi ha entre $t_0^*$ i $Q$ que és senzillament: $t_0^* = t/Q_0$, on $t$ és el temps transcorregut entre l'origen del terratrèmol i el corresponent a la fase particular de coda del sismograma.

L'expressió (3.1) proporciona un conjunt de corbes mestres que permeten resoldre el problema. Es pren com a base en aquesta expressió i aplicant el mètode de mínims quadrats a les observacions $f_p - t$, a partir dels sismogrames, s'obtenen els valors de $Q_0$ i de $v$.

### 3.2 Distribució de *Q* de Coda a la península Ibèrica

Malin (1978), basant-se en els treballs d'Aki (1969) i Aki i Chouet (1975), va trobar que els elements dispersors del medi, responsables de l'amplitud de Coda a l'instant $t$, formen una ellipsi amb l'epicentre i l'estació corresponent situats en els focus. Si coneixem les dimensions de les ellipsis, segons el temps, es poden trobar els valors de $Q_0$ mitjançant tècniques d'inversió per mínims quadrats de la forma següent: per a cada instant $t$, les corbes mestres de l'apartat anterior permeten una estimació de $Q_0$ -valor mitjà assignat a la regió coberta per l'ellipsi determinada pel temps $t$-. Si subdividim l'ellipsi en àrees més petites, es pot escriure:

$$\sum_{i=1}^{n} \frac{T_i}{Q_i} = \frac{t}{Q_0} \qquad (3.2)$$

on $T_i$ és el temps que l'ona de Coda passa a la regió quin factor de qualitat és $Q_i$. La hipòtesi d'Aki (1969) del model de Coda, vol dir que la velocitat de propagació és constant. Així doncs, per a cada parell d'observacions $fp - t$, de cada parell epicentre-estació, $t$ defineix una regió el·líptica determinada pel camí $e = v \cdot t$. La freqüència $fp$ determina la $t^*$ teòrica per a l'instrument de registre i si suposem que la dependència de $Q$ amb la freqüència és de la forma $Q = Q_0 \, f_p^{\gamma}$, és possible estimar la Qc mitjana per a la regió coberta per l'el·lipsi. Per tant, si suposem $f_0$ = 1Hz l'equació 3.2 es pot escriure com:

$$\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{1}{Q_i}\right)\left(\frac{T_i}{t}\right) = \frac{1}{Q}$$

essent:

$$\frac{1}{Q} = \frac{t^*}{t} \qquad (3.3)$$

Si comptem amb un nombre suficient de parells $fp - t$ i una distribució adequada d'epicentres-estacions, podem efectuar un recobriment adequat de la zona d'estudi.

L'equació 3.3 és del tipus:

$$a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + \ldots + a_{1n}x_n = Y_1 \qquad (3.4)$$

on:

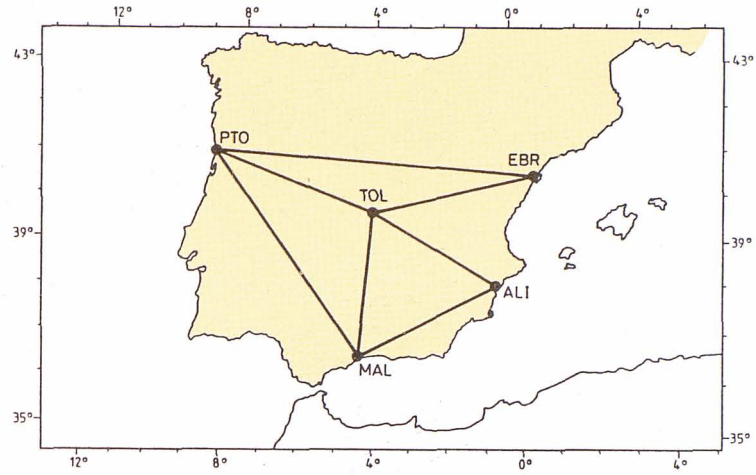
$a_{1i}$ és $T_i/t$

$x_{1i}$ és $1/Q_i$

$Y_1$ és $1/Q$

Que no és res més que el plantejament d'un problema simple d'inversió lineal, és a dir que tenim el sistema:

$$AX = Y + e \qquad (3.5)$$




**Localització de les estacions sismogràfiques i trajectòries utilitzades a l'estudi de $Q^{-1}\beta$ a partir de les ones de Rayleigh**

La determinació mitjançant mínims quadrats equival a obtenir $X$ el que implica conèixer les distribucions $Q_i$.

La distribució de $Q_0$ a la península Ibèrica s'ha obtingut aplicant aquestes tècniques.

### 3.3 Coeficients d'atenuació, $\gamma R$, i de Cisalla $-Q\beta-$ a partir de les ones de Rayleigh

Per a l'obtenció de $\gamma R$ i de $Q\beta$, partint de les ones Rayleigh, és necessari efectuar el procés que a continuació es detalla.

#### 3.3.1 Obtenció de les velocitats de grup del mode fonamental de les ones de Rayleigh

Per a la determinació de les velocitats de grup de les ones de Rayleigh s'utilitzen les tècniques desenvolupades per Dziewonski et al (1969) i modificades per Herrmann (1973). Aquestes tècniques consisteixen en l'anàlisi dels sismogrames digitalitzats, a intervals constants, mitjançant l'aplicació del mètode de filtratge múltiple. Aquest tipus d'anàlisi consisteix, essencialment, a passar el senyal digitalitzat a través d'un filtre estret de pas-banda i el conseqüent estudi de l'envoltant del senyal filtrat. L'envoltant tindrà màxims a temps corresponents a les velocitats de grup dels diversos modes de continguts en el senyal. Determinats aquests màxims relatius, corresponents a diversos períodes de propagació, $T$, i els seus temps d'arribada, $t$, es poden obtenir les velocitats de grup, $U(T)$, del mode fonamental i modes superiors de vibració a partir de l'expressió:

$$U(T) = \frac{\Delta}{t} \qquad (3.6)$$

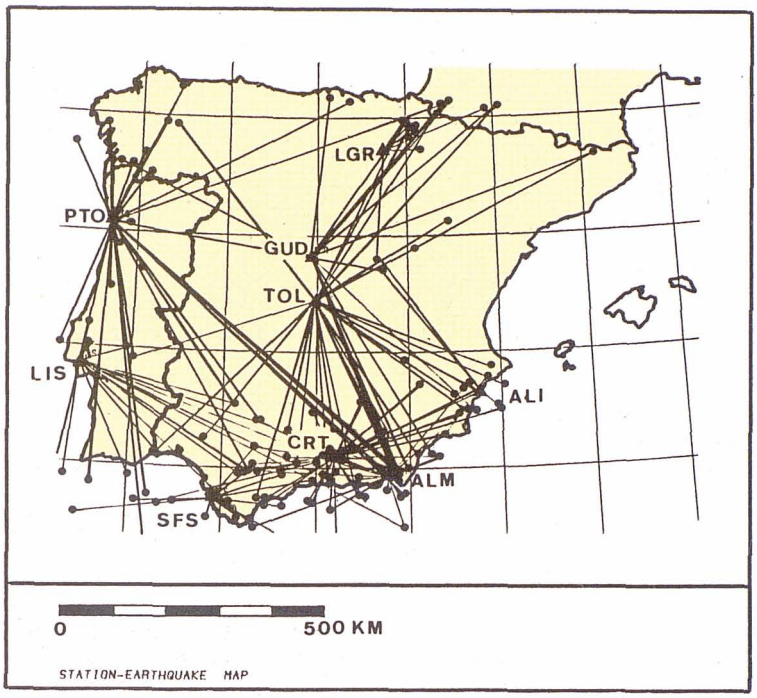
$\Delta$ és la distància epicentral en quilòmetres.

A la major part dels casos i per a períodes superiors a uns 15 segons el mode fonamental de vibració de les ones és el que presenta major amplitud.

#### 3.3.2 Determinació de les velocitats de grup entre parelles d'estacions sismogràfiques

Un cop determinades les velocitats de grup a cada una de les estacions sísmiques escollides, es procedeix a calcular les velocitats de grup entre un parell d'estacions. Per a fer-ho, cal comptar amb trajectòries en què un parell d'estacions sismogràfiques i l'epicentre corresponent se situïn, aproximadament, sobre un cercle màxim, acomplint-se a més que l'epicentre no ha d'estar situat entre dues estacions sísmiques.

L'expressió que proporciona la velocitat de grup entre parells d'estacions és la següent:




**Localització de les estacions sismogràfiques i sismes utilitzats a l'estudi de l'atenuació inelàstica espaial de les ones $L_g$**

$$U(T) = \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{t_2 - t_1} \qquad (3.7)$$

on $\Delta_2$ i $\Delta_1$ *són distàncies epicentrals*, en quilòmetres, a les estacions situades a major o menor distància, respectivament.

$t_2$ i $t_1$ corresponen als temps d'arribada de les amplituds màximes en funció del mateix període, $T$, a ambdues estacions.

### 3.3.3 Determinació dels coeficients inelàstics d'atenuació de les ones de Rayleigh

Els estudis que utilitzen la informació que contenen les ones superficials, estan basats en el principi que estableix que les amplituds obtingudes en aplicar la transformada de Fourier al senyal digitalitzat són una funció dels paràmetres de la font del terratrèmol, model del mitjà de propagació i resposta instrumental de l'equip de registre. Matemàticament es pot representar com (Tsai i Aki, 1969):

$$A(\omega,\tau) = A(\omega,0)\,(\sin\Delta)^{-1/2}\, e^{-\gamma(\omega)\tau}\, I(\omega) \qquad (3.8)$$

on $A(\omega,\tau)$ és l'amplitud espectral de l'ona de freqüència $\omega$ corresponent a una distància epicentral $\tau$, $A(\omega,0)$ *és l'amplitud en el* focus del terratrèmol, el terme $(\sin\Delta)^{-1/2}$ indica la disminució de densitat d'energia del front d'ona en propagar-se, $e^{-\gamma(\omega)\tau}$ és el terme que té en compte la disminució d'energia a causa de processos inelàstics ($\gamma$ és el coeficient d'atenuació inelàstic) i $I(\omega)$ corregeix per la resposta instrumental del sismògraf.

### 3.3.4 Mètode de les dues estacions

Existeixen diverses formes de càlcul dels coeficients d'atenuació de les ones superficials.

Els mètodes més utilitzats són: a) determinació simultània del moment sísmic i de l'atenuació (Tsai i Aki, 1969), b) mínims quadrats de Herrmann i Mitchell (1975) -basat en els autors anteriors-, i c) el mètode de les dues estacions.

Per a poder aplicar els dos primers mètodes s'han de conèixer els processos en la seva font. Dissortadament, els paràmetres en el focus d'un terratrèmol no sempre es poden determinar a causa, bàsicament de la insuficiència d'informació sobre el mecanisme focal corresponent. El tercer mètode té dos avantatges importants sobre els altres dos. Aquests són:

a) No cal conèixer els processos del focus.

b) Proporcionen la mitjana d'atenuació per al camí utilitzat.

Per aquests avantatges, a la península Ibèrica s'ha utilitzat el tercer mètode.

Utilitzant l'expressió 3.8, s'arriba a l'expressió que calcula el coeficient d'atenuació inelàstic:

$$\gamma(\omega) = \frac{\ln\left\{\dfrac{A_1(\omega,r_1)\, I_2(\omega)(\text{sense}\,\Delta_1)^{1/2}}{A_2(\omega,r_2)\, I_1(\omega)(\text{sense}\,\Delta_2)^{1/2}}\right\}}{r_2 - r_1} \qquad (3.9)$$

Si les respostes instrumentals fossin les mateixes, els factors $I_1$ i $I_2$ es cancel·larien entre si.

En aplicar el mètode de les dues estacions s'ha de tenir cura que la màxima separació azimutal no passi d'uns cinc graus d'arc, ja que s'hi podrien introduir errades apreciables a causa de la dependència azimutal de la radiació a l'origen. Així mateix, si els coeficients d'atenuació que cal obtenir no s'espera que siguin suficientment elevats, i les distàncies són de l'ordre de centenars de quilòmetres, hi podria haver incertesa en els valors obtinguts.

### 3.4 Inversió dels coeficients d'atenuació de les ones de Raileigh

Els factors específics de qualitat $Q$ (o els seus inversos $Q^{-1}$, denominats factors de fricció interna) són un potent indicador del comportament inelàstic de la terra en relació amb la profunditat. Els factors $Q$ estan íntimament lligats a factors com el contingut de fluid, les temperatures i els canvis de fase dels elements que constitueixen la litosfera i del mantell superior. Liu et al (1976) varen indicar que els efectes inelàstics afectaven significativament les velocitats de fase de les ones superficials.

Anderson et al (1965) utilitzant l'aproximació de Takeuchi et al (1964) van establir que la fricció interna -o disipació- $Q_R^{-1}$ de les ones de Rayleigh pot ser expressada, segons les ones internes, en la forma:

$$Q_R^{-1} = \sum_{i=1}^{n} \left[ \frac{\alpha_l}{C_R} \frac{\partial C_R}{\partial \alpha_l} Q_{\alpha_l}^{-1} + \frac{\beta_l}{C_R} \frac{\partial C_R}{\partial \beta_l} Q_{\beta_l}^{-1} \right] \quad (3.10)$$

on: $Q_R^{-1} = \frac{\gamma_R C_R T}{\pi}$; $\gamma_R$ és el coeficient d'atenuació de les ones de Rayleigh, 1 designa el número d'ordre de la capa del model de terra corresponent, $C_R$ és la velocitat de fase, i $\beta_l$ són les velocitats compressionals i de cisalla a la capa $l$, i $Q_{\alpha l}^{-1}$ i $Q_{\beta l}^{-1}$ són les friccions internes de les ones compressionals i de cisalla, respectivament.

Suposant que les pèrdues energètiques, sota esforços purament de tipus compressiu, són despreciables (observat en laboratori), la relació entre $Q_\alpha^{-1}$ i $Q_\beta^{-1}$ ve donada per $Q_\beta = 2Q_\alpha$.

Així doncs, la dissipació de l'energia per a les ones de Rayleigh pot ser expressada com una funció depenent tan sols de $Q_\beta^{-1}$. El problema d'inversió que cal efectuar consisteix en l'obtenció de models $Q_\beta^{-1}$ a partir de les dades $Q_R^{-1}$.

L'esquema matemàtic d'inversió que hi ha a continuació és l'anomenat mètode d'inversió estocàstica desenvolupat entre d'altres, per Wiggins (1972). Atesa l'extensió i complexitat matemàtica tan sols s'enuncia la pauta que s'ha de seguir.

a) El procés d'inversió és un procés iteratiu, en el qual a cada iteració es pretén trobar el millor model de $Q_\beta^{-1}$, tal que proporcioni els coeficients d'atenuació teòrics que s'ajustin més bé als coeficients observats. En el procés d'inversió s'han de tenir en compte, per a la selecció del millor model, l'anomenada resolució del problema i les desviacions estàndards dels models generats.

b) La manera de determinar el millor model, d'entre tots els generats, consisteix en l'aplicació del mètode de prova i error, basat en el millor compromís possible entre desviacions i resolucions. Una alternativa és que, a cada iteració, es calculi l'error total assignat a la solució parcial en comparar les dades generades teòricament amb els observats. El millor model, normalment, és donat per la iteració que presenta el menor error total.

## 4. Atenuació inelàstica de les ones $L_g$

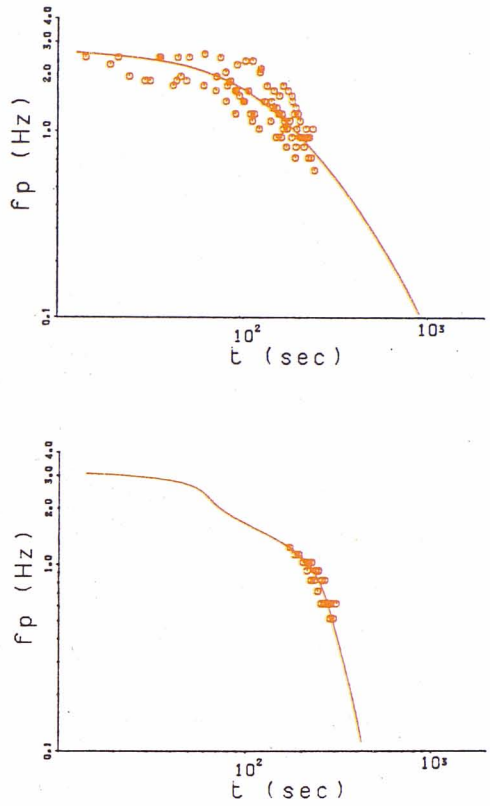
Les ones $L_g$ són el resultat de la suma, en amplitud i fase, dels modes superiors de vibració de les ones de Rayleigh i de Love. Quan s'utilitza la component vertical dels sismògrafs, aquestes ones les componen només els modes superiors de vibració de les ones de Rayleigh. De tot això, es dedueix que les ones $L_g$ posseeixen les característiques de les ones superficials. Una d'elles és que són de caràcter dispersiu, i que la seva velocitat màxima és al voltant dels 3,5 km/s. Com que són formades per modes superiors de vibració, constitueixen una font extraordinària d'informació per a obtenir les característiques inelàstiques de la regió o regions per on es propaguen. L'experiència ensenya que, de tots els modes que incideixen en la formació d'aquestes ones, el primer mode superior és el que, generalment, aporta més energia.

En síntesi, les característiques principals d'aquest tipus d'ones són les següents:

* La velocitat de grup a què es propaguen, per a distàncies suficientment grans, és d'aproximadament 3,5 km/s.

* Bona propagació en estructures de tipus continental. L'escorça purament oceànica no propaga aquest tipus d'ones. 100 km d'escorça oceànica fa que aquestes ones desapareguin completament. Les grans estructures geològiques faciliten la seva aparició (Gregersen, 1984).

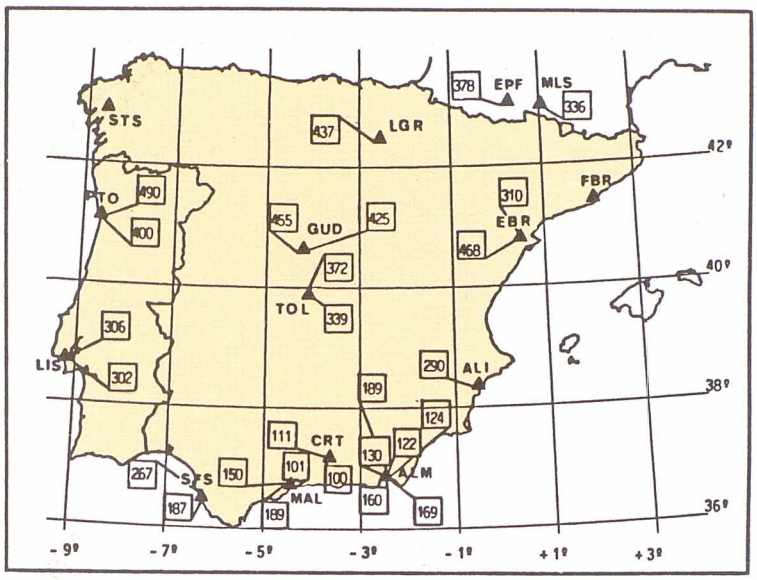
* Usualment, fins a distàncies de 1.000 km se la denomina $S_g$ o $L_g$, indistintament, a causa de l'encavalcament entre una fase i l'altra (Payo i de Miguel, 1974; Kennet, 1989). Ambdues apareixen com a grups d'ones, i la seva atenuació inelàstica és molt similar a totes dues (p.e. Canas et al, 1988).




**Exemples de determinacions de $Q_0$ i $v$ per a distàncies i conjunts corresponents a l'estació sismogràfica LIS (Lisboa). a) $Q_0 = 302 \pm 34$, $v = 0.60 \pm 0.15$; b) $Q_0 = 306 \pm 14$, $= 0.93 \pm 0.05$**

* Per a distàncies i períodes petits les velocitats de les ones $L_g$ es redueixen apreciablement en propagar-se a terrenys poc consolidats (p.e. Herrmann, 1980).

En aquest estudi s'utilitzen les ones $L_g$ per a obtenir l'atenuació inelàstica del terreny. Una de les aplicacions importants d'aquest coeficient és la següent: la determinació de les acceleracions del terreny, utilitzant sismogrames -anomenem aquí sismogrames al registre de desplaçament i velocitats del terreny realitzat per un sismògraf-, requereix l'estudi previ de les característiques inelàstiques de la regió d'interès. Per tot això es fa ús de les ones $L_g$, ja que aquest tipus d'ones són les




**Valors de *Q* corresponents a diferents regions de la península ibèrica. Per a poder-los comparar entre si, tots els valors els trobem formalitzats a $f_0$ = 1 *Hz*. Les estacions amb més d'un valor de *Q* indica que aquests s'han calculat per a diferents rangs d'azimuts. La desviació típica dels valors de *Q* no apareixen a la figura perquè quedi més clar. A la majoria dels casos les desviacions típiques no superen el valor de 50 unitats**

principals causants dels efectes d'interès del moviment del terreny per a magnituds $m_{bLg} \leq 6$ (Hasegawa, 1985) i per al grau de freqüències sísmiques de major utilització a l'enginyeria civil, i en particular a l'enginyeria sísmica usualment entre 1 Hz i 10 Hz-. Les fórmules que proporcionen les acceleracions són funció de les dimensions del terratrèmol, distància epicentral i atenuació inelàstica del terreny. S'hi fan servir expressions del tipus:

$$a = A\, e^{Bm}\, r^{-1/2} e^{-\gamma r} \qquad (3.11)$$

on *a* indica acceleració, *A* i *B* són constants, *m* són les proporcions del terratrèmol quantificat mitjançant la seva magnitud, *r* és la distància epicentral i $\gamma$ és el coeficient inelàstic de les ones $L_g$.

És evident, a partir del que s'ha dit abans, la importància que té la determinació del coeficient inelàstic. A continuació exposem l'esquema d'obtenció de $\gamma$ a partir de les ones $L_g$.

### 4.1 Determinació dels coeficients d'atenuació de les ones $L_g$

Nuttli (1973) desenvolupà una metodologia, a partir de la qual es pot obtenir el coeficient d'atenuació inelàstic $\gamma$ a partir de les ones $L_g$, basada en la lectura de les amplituds màximes i/o sostingudes -regió del sismograma on les ones $L_g$ presenten tres o més cicles amb amplitud màxima- en funció de la distància epicentral. L'expressió és:

$$A = A_0 e^{-\gamma r} r^{-5/6} \qquad (3.12)$$

on $A_0$ és l'amplitud en el focus del terratrèmol i *A* és l'amplitud a distància *r*.

L'aplicació del mètode de mínims quadrats a l'expressió anterior proporciona el valor de $\gamma$. Per a poder utilitzar l'expressió 3.12 es requereixen diverses observacions, a distàncies diferents, corresponents a la mateixa tremolor i enregistrats a diversos sismògrafs. En el cas de les zones amb un recobriment sismogràfic escàs o inadequat, l'aplicació, tal com es descriu, és impossible. L'única alternativa és la utilització de diverses tremolors, situades a diferents distàncies respecte, tan sols d'una estació sismogràfica i, a les quals, prèviament, les seves magnituds s'han reduït a una magnitud de referència preestablerta. Amb això s'aconsegueix fer comparables les amplituds de les ones $L_g$ registrades.

## 5. Dades

### 5.1 Informació utilitzada per a l'obtenció de *Q* de Coda

Es van utilitzar 14 estacions sismogràfiques i 430 sismes (Figura 1). La selecció de sismes i estacions sismogràfiques es va efectuar de tal manera que la Coda dels terratrèmols, que apareix en els sismogrames, es pogués llegir sense dificultat (Figura 2) i que la distribució d'estacions i epicentres cobrissin adequadament la zona estudiada. Evidentment, la distribució dels sismes està fortament condicionada per la sismicitat existent.

La resposta instrumental dels sismògrafs de període curt component vertical ha estat facilitada pel diferents observatoris sismològics. Només es van utilitzar aquells que ens asseguraven que les calibracions instrumentals eren fiables.

Les lectures de parells $f_p$ - *t* dels diferents sismogrames van ser realitzats per la mateixa persona. D'aquesta manera es van evitar els diferents criteris de lectura, que podria afectar la fiabilitat de les freqüències utilitzades.

Esquemàticament el procés efectuat per al tractament de dades, basat en la metodologia exposada en el capítol 3, és el següent:

a) Ajustaments analítics de les corbes de resposta instrumental enviades pels observatoris.

b) Determinació analítica de les corbes $f_p$ - *t*.

c) Lectura dels parells $f_p$ - *t* corresponents a tots els sismogrames utilitzats.

d) Estima gràfica del paràmetre *Q* corresponent a diverses regions.

Això s'aconsegueix quan s'ajusten les dades observades ($f_p$ - $t$) la corba mestra més escaient.

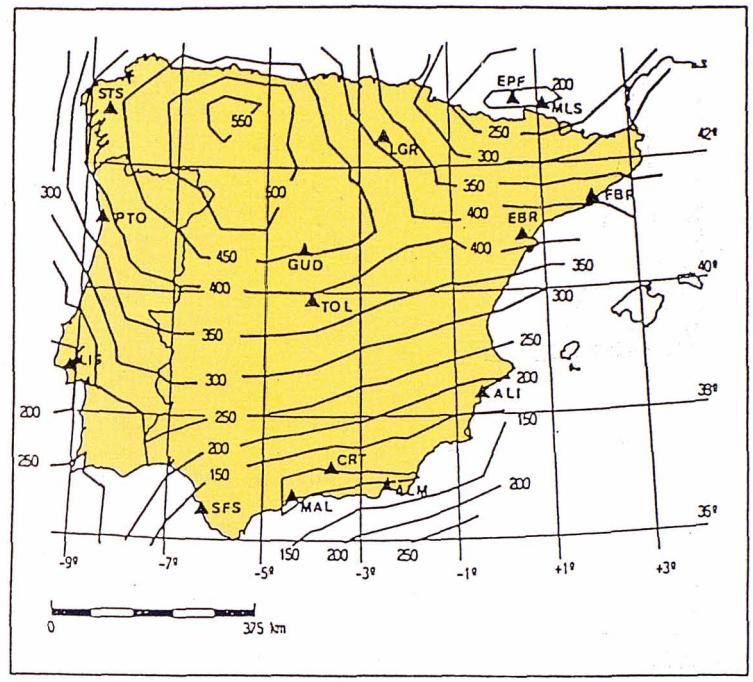
e) Obtenció simultània dels valors mitjans de $Q_0$ i del grau de dependència freqüencial mitjançant l'aplicació de mínims quadrats a les observacions i corbes mestres.

Si agafem logaritmes decimals en l'expressió 3.1, considerant que la freqüència de referència $f_0 = 1Hz$, s'obté:

$$log_{10}\left(t\,\pi\,\frac{l}{l'}\right) = log_{10}Q_0 + v\,log_{10}f_p \qquad (4.1)$$

això permet l'estima de $Q_0$ i $v$ simultàniament.

f) Determinació de la distribució de $Q_0$ a partir de tècniques d'inversió.



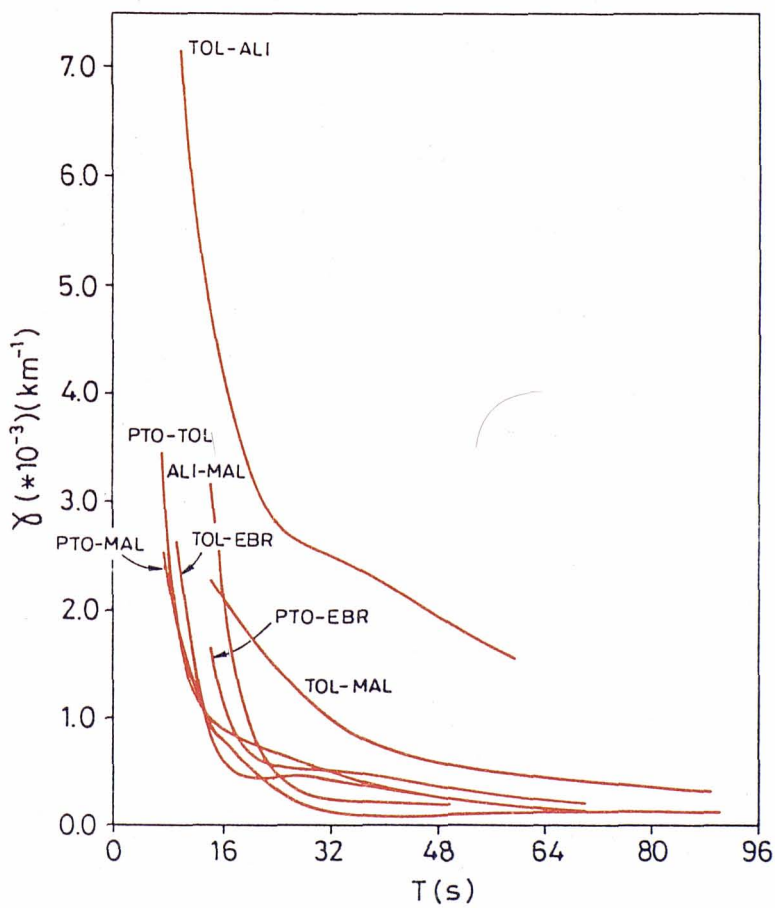

**Mapa de línies iso-$Q_0$ per a la península Ibèrica**

### 5.2 Informació utilitzada per a l'obtenció de $\gamma R$ i de $Q\beta$ a partir de les ones de Rayleigh

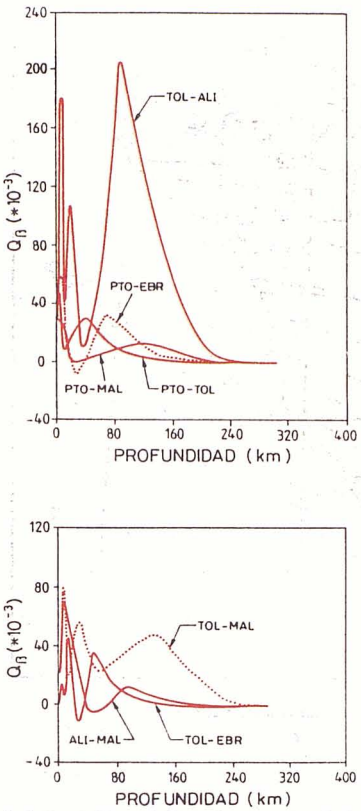
Es van utilitzar 63 terratrèmols i 5 estacions sismogràfiques (Figura 3). Tres de les estacions pertanyen a la xarxa de la World Wide Standard Seismograph Network (WWSSN) -TOL, MAL i PTO-, mentre que les altres dues -EBR i ALI- tenen característiques similars a les tres esmentades. Totes les components analitzades són verticals de període llarg.

La calibració de les corbes d'amplificació fou comprovada aplicant tècniques descrites per Mitchell i Landisman (1969). Les amplituds corresponents als diferents períodes es van obtenir en aplicar les tècniques de filtratge i de Fourier, citades anteriorment, als sismogrames digitalitzats a intervals constants de 0,6 segons. Aquest interval s'aconsegueix aplicant una interpolació lineal als punts digitalitzats a intervals irregulars.

Per evitar errades inherents a les amplituds observades, es van aplicar les tècniques de correcció de línia base (Mitchell i Landisman, 1969; James i Linde, 1971).




**Variació lateral dels coeficients d'atenuació de les ones Rayleigh a la península Ibèrica**




**Models de $Q_\beta^{-1}$ a la península Ibèrica**

L'obtenció dels coeficients d'atenuació es va efectuar mitjançant el "mètode de les estacions". Alguns factors que poden afectar les amplituds utilitzades poden ser: la dependència azimutal de la radiació en el focus sísmic, les diferents amplificacions locals, les causades per estructures diferents sota les estacions sismogràfiques i els problemes deguts a l'efecte de camins múltiples. Una part important de les desviacions típiques en els coeficients d'atenuació de les ones de Rayleigh pot ser a causa, probablement, dels factors que hem citat.

Esquemàticament el procés per a l'obtenció dels models de $Q_\beta$ a partir de les ones de Rayleigh és el següent:

a) Selecció de terratrèmols que es trobin, aproximadament, en un mateix cercle màxim amb cada un dels parells d'estacions sismogràfiques utilitzades.

b) Digitalització de les ones de Rayleigh aparegudes en els sismogrames corresponents a totes les estacions i terratrèmols utilitzats.

c) Control de les corbes d'amplificació i correcció de l'efecte degut a la línia base.

d) Aplicació de tècniques de Fourier de mètodes de filtratge als sismogrames digitalitzats, per determinar velocitats de grup i amplituds de les ones de Rayleigh sobre la base del període.

e) Aplicació del "mètode de les dues estacions", a les amplituds obtingudes, per a determinar els coeficients d'atenuació inelàstic entre parelles d'estacions sismogràfiques.

f) Determinació de les estructures $Q_\beta$ en aplicar el mètode d'inversió generalitzada a les velocitats de grup, generades pel mètode de Tierra de Payo (1970), i als coeficients d'atenuació de les ones de Rayleigh obtinguts en *e*.

## 5.3 Informació utilitzada per a l'obtenció de l'atenuació de les ones $L_g$

S'efectuà un estudi general d'atenuació espacial a tota la península Ibèrica.

Es van utilitzar 189 terratrèmols i 8 estacions sismogràfiques de període curt -component vertical-, pertanyents a les xarxes nacionals d'Espanya i Portugal (Figura 4).

La calibració de les corbes d'amplificació és garantida per les xarxes nacionals esmentades. La correcció per línia base és del mateix tipus que la utilitzada a l'apartat anterior.

Esquemàticament el procés seguit per obtenir l'atenuació espacial és el següent:

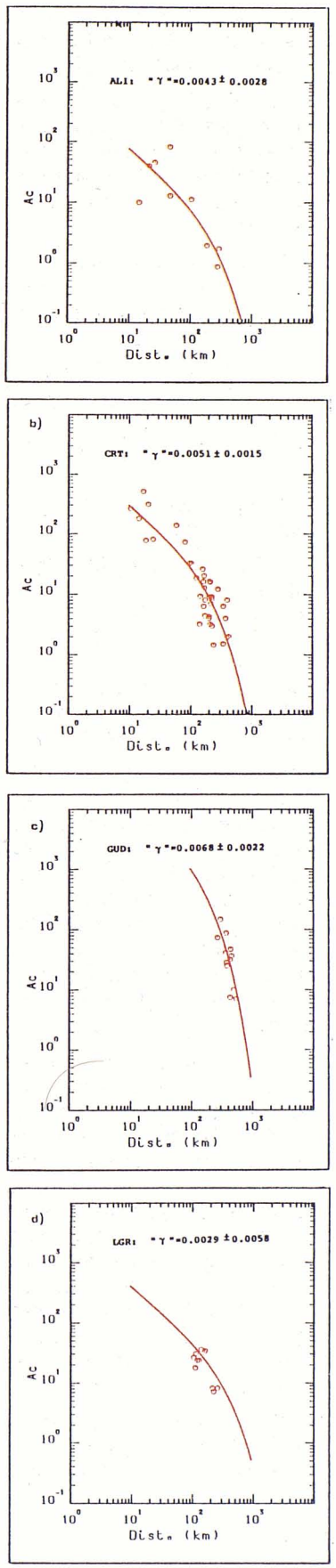
a) Selecció de terratrèmols, tals que la fase $L_g$ aparegués suficientment clara.

b) Lectura de les amplituds sostingudes de les fases $L_g$.

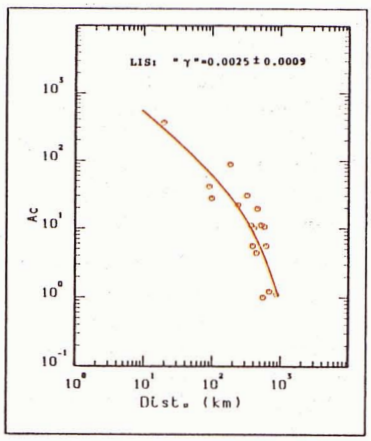
c) Reducció de les amplituds llegides respecte a una magnitud comuna de referència.

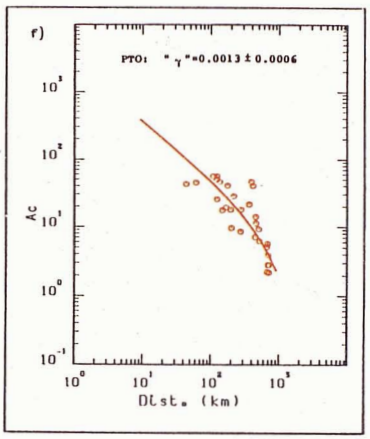
d) Aplicació de mètodes de mínims quadrats a les dades a l'apartat c per a determinar $\gamma_{L_g}$ utilitzant l'expressió (3.12).

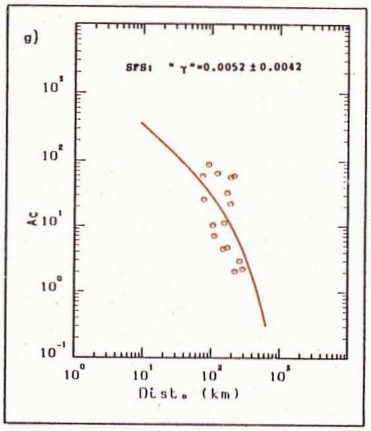
**Variació lateral de $\gamma_L$, a la península Ibèrica**

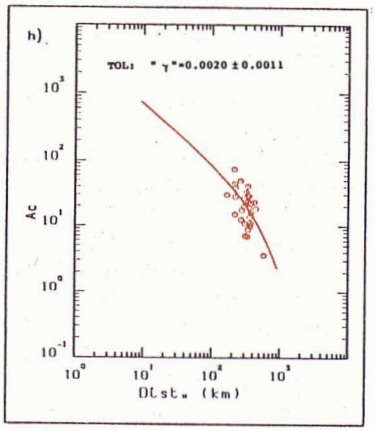


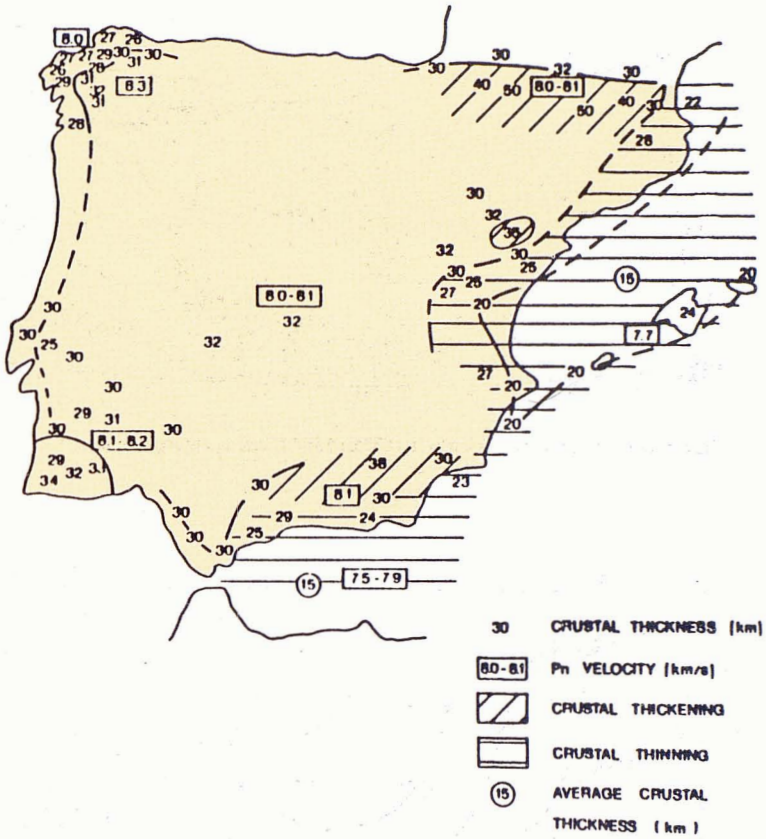
Paràmetres corticals a la península Ibèrica (Banda, 1988)




## 6. Resultats

L'aplicació de les tècniques exposades en el capítol 3 -Metodologia- a les observacions en el capítol 4 -Dades- varen proporcionar els resultats següents:

a) Es determinà el factor $Q_c$ i la seva dependència freqüencial utilitzant tan sols una estació sismogràfica (vegeu exemple a la figura 5).

b) A partir de les lectures freqüència predominant-temps ($f_p - t$), de la Coda dels sismogrames verticals de període curt enregistrats a la Península, es van obtenir els valors de $Q_c$ i la seva dependència freqüencial a diverses regions de la península Ibèrica (veure exemple a la figura 6).

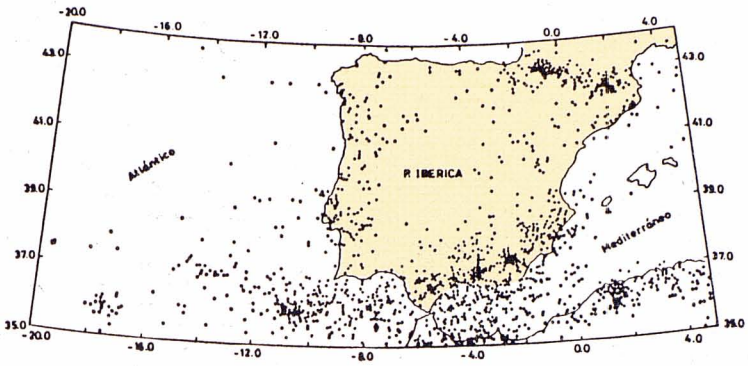
c) Aplicant tècniques d'inversió lineal als parells $f_p - t$, es determinà la distribució de $Q_c$ a tota la península Ibèrica (figura 7).

d) S'aplicà el mètode de les dues estacions a les amplituds verticals de les ones de Rayleigh, enregistrades a cinc estacions localitzades a la Península -període llarg-, i se n'obtingueren els coeficients d'atenuació inelàstics, basats en el període, per a set regions de la península Ibèrica (figura 8).

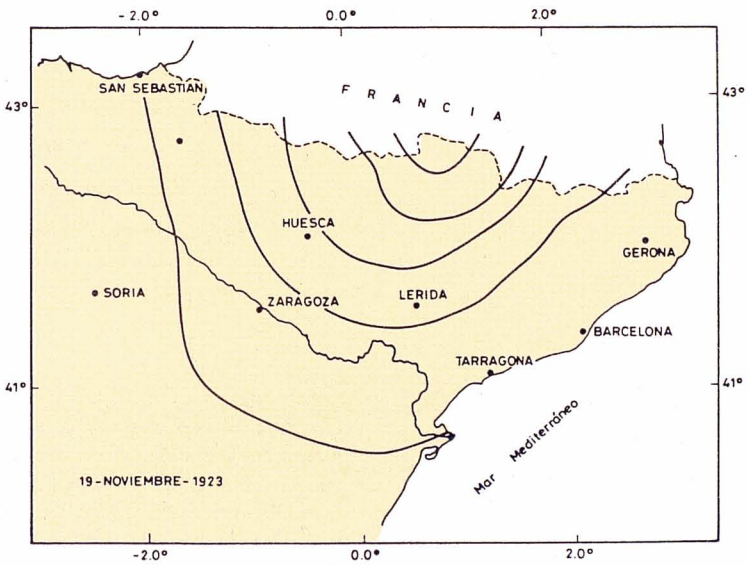
e) Les tècniques d'inversió generalitzada aplicades als coeficients d'atenuació de les ones de Rayleigh, obtinguts en $f$, van permetre determinar sengles models de $Q_\beta^{-1}$ per a la península Ibèrica (figura 9).

f) L'aplicació de les tècniques per a determinar coeficients d'atenuació van proporcionar l'atenuació regionalitzada de les ones $L_g$ a la Península (figura 10).

g) A partir de la comparació dels resultats esmentats en $c$, $d$, $e$ i $f$, s'observa que existeix una excel·lent concordança entre els coeficients d'atenuació i les distribucions de $Q$ de Coda ($Q_c$) i de $Q_\beta$ obtinguda de les ones de Rayleigh. En general s'obté que a valors més alts de $\gamma_R$ els corresponen




**Sismicitat de la península Ibèrica entre 1951 i 1980 (Mezcua i Martínez Solares, 1983)**




**Mapa d'isosistes del terratrèmol del 19 de novembre de 1923 (Mezcua, 1982)**

valors més baixos de $Q_\beta$ i a valors més baixos de $Q_\beta$ els corresponen valors més baixos de $Q_c$. Això s'observa en comparar $\gamma L_g$ amb $Q_c$. Aquest fet podria ser important per a l'establiment de relacions entre diversos paràmetres geofísics i valors de $Q_\beta$ o $Q_c$.

De la comparació entre els diversos paràmetres geofísics coneguts a la Península i els resultats d'aquest treball, es pot establir que:

a) Hi ha relació entre la variació dels gruixos importants i sostinguts de l'escorça de la Península (figura 11) i la distribució de $Q_c$ (figura 7), i es corresponen de tal manera que quan s'incrementen aquells gruixos augmenten els valors de $Q_c$.

b) Les velocitats de les ones $P_n$ (figura 11) augmenten en augmentar els valors de $Q_c$ (figura 7) i a l'inrevés.

c) La sismicitat de la península Ibèrica (figura 12) es troba relacionada amb la distribució de $Q_c$ obtinguda (figura 7), de tal manera que a les regions més actives els corresponen valors menors de $Q$ (Canas et al, 1987).

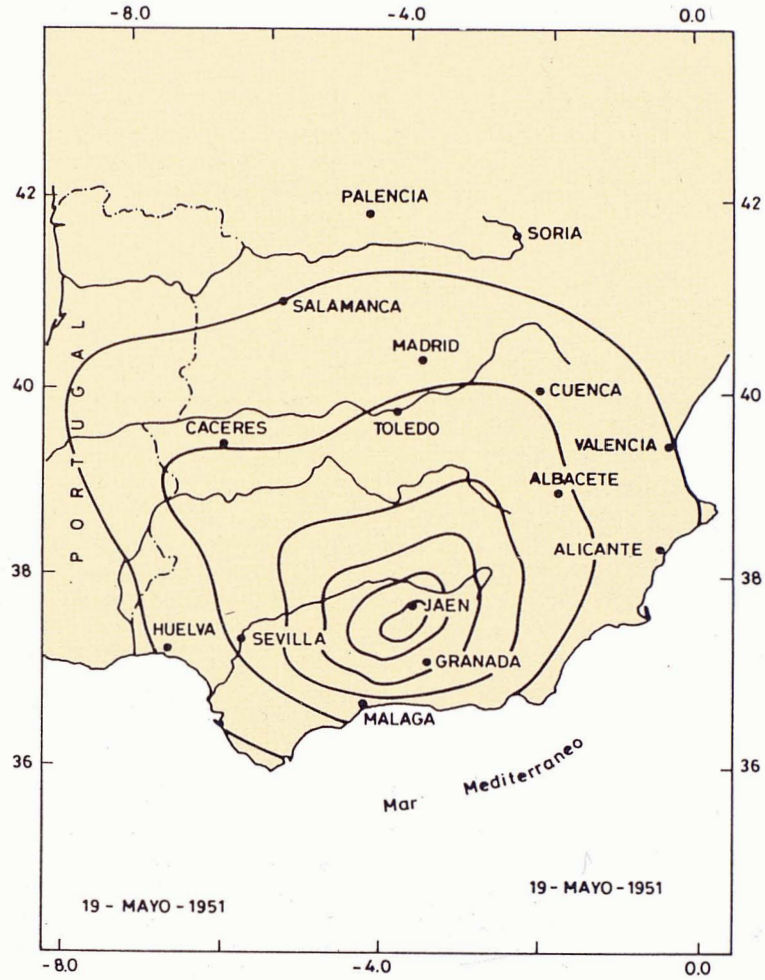
d) La distribució de $Q_c$ obtinguda (figura 7) està relacionada amb l'atenuació d'intensitats sísmiques (vegeu exemples a les figures 13 i 14) i mapes de perillositat sísmica corresponents a la Península (vegeu exemples a les figures 15, 16 i 17), de tal manera que, aproximadament, el valor de $Q_c$ explica el que succeeix amb aquestes variables.

e) La dependència freqüencial de $Q_c$ a la Península és elevada. Comparant aquest resultat amb els resultats obtinguts a altres regions del món (p.e. Singh i Herrmann, 1983; Campillo et al, 1985; Canas, 1976), podem inferir que com més gran és l'activitat tectònica més gran, possiblement, és la dependència freqüencial que li correspon.

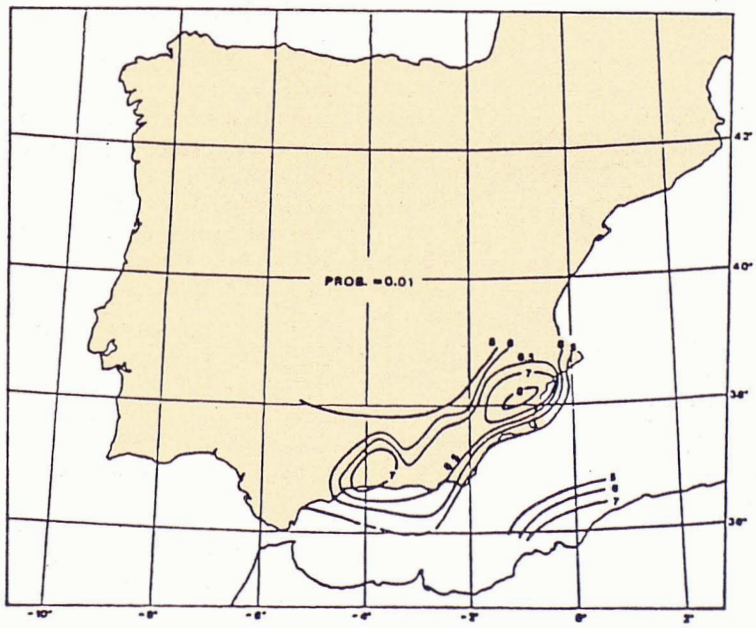
f) Ja que els coeficients d'atenuació, $\gamma_R$, i els models de cisalla, $Q_\beta$, obtinguts a partir de les ones de Rayleigh, i els coeficients d'atenuació de les ones $L_g$, es troben relacionades amb $Q_c$ segons l'esmentat en el punt g, s'infereix que les relacions establertes entre $Q_c$ i els paràmetres geofísics citats són també vàlides per a $Q_\beta$.

Dissortadament, no existeixen mapes regionals de flux tèrmic, conductivitat elèctrica, residus de temps de viatge d'ones $P$ i $S$ corresponents a telesismes, anomalies de Bouguer, etc. Això implica que, de moment, no es poden establir relacions generals entre les distribucions de $\gamma$, $Q_c$ i $Q_\beta$, i els paràmetres esmentats; si bé els estudis locals existents semblen indicar que a una atenuació alta li corresponen elevat flux tèrmic, anomalies de Bouguer fortament negatives, alta conductivitat i residus positius o retardats a les arribades de les ones $P$ i $S$ (Albert, 1979; Albert i Banda, 1984; Gallart et al, 1985; Casas et al, 1987).

Dels resultats anteriors es desprèn un fet molt important que és l'existència d'una relació directa entre la distribució de $Q$ de Coda, la distribució de $Q_\beta$ i els coeficients d'atenuació de les ones $L_g$, de tal manera que els valors de $Q$ tendeixen a ser menors i els coeficients d'atenuació inelàstica majors com més fracturat, menys consolidat o de pitjor qualitat és el terreny. Així doncs,




**Mapa d'isosistes del terratrèmol del 19 de maig de 1951 (Mezcua, 1982)**




**Mapa de perillositat sísmica del sudest de la península Ibèrica per a una probabilitat anual de 0.01 (Muñoz, 1985)**

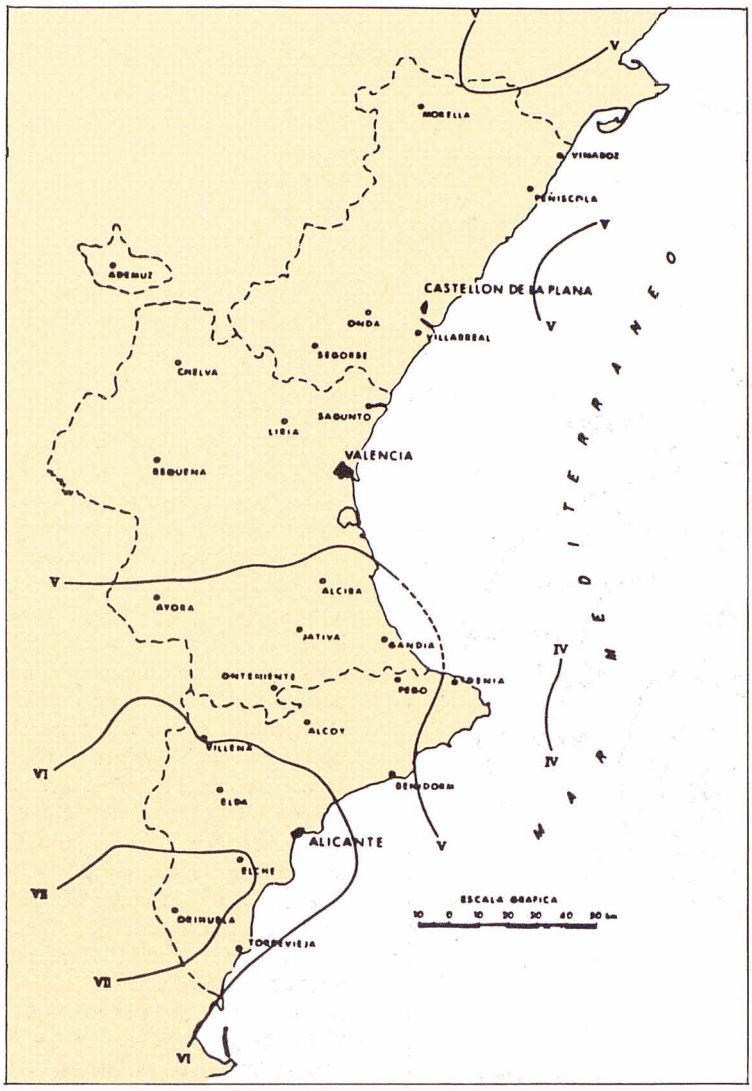
el comportament inelàstic del terreny és un indicador de la qualitat d'aquest, amb la qual cosa el paràmetre estudiat té especial incidència en estudis directament relacionats amb l'enginyeria civil.

## 7. Discussió i conclusions

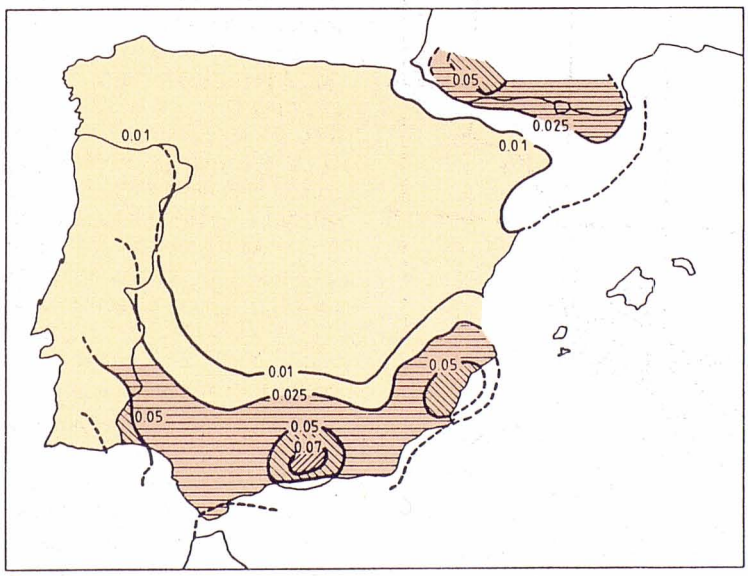
L'excel·lent correlació existent entre els diversos paràmetres citats en el capítol anterior i els valors dels coeficients d'atenuació, $\gamma$, i els factors $Q_c$ i $Q_\beta$ determinats en aquest treball, permet enunciar que els paràmetres geofísics semblen, en general, dependre fortament del comportament inelàstic del terreny. És a dir, a variacions inelàstiques fortes corresponen variacions en els paràmetres geofísics. La importància d'aquest cas està en el fet que si sabem determinar el paràmetre $Q$ (o $\gamma$), podem induir el que pot passar a d'altres, com per exemple acceleracions del terreny, atenuació d'intensitats, flux d'escalfor, conductivitat, etc. És a dir, que es podria arribar a establir un problema de predicció. Evidentment, aquest treball és un primer pas en el llarg camí que s'ha de recórrer fins a poder establir relacions quantitatives acceptables.

Quan es pugui disposar de dades generals per a la Península pertanyents a sismògrafs digitals, serà possible obtenir un afinament de l'estructura de $Q$ determinada en aquest estudi. La xarxa digital permetria un rang freqüencial més gran que el que s'obté amb les estacions actualment en ús, la qual cosa permetria obtenir una estructura de $Q$ molt més detallada. Si també s'establissin xarxes locals digitals, es podrien obtenir relacions locals entre $Q$ i els diversos paràmetres geofísics coneguts a la zona i, a més, es podria plantejar seriosament el problema de predicció.

La continuïtat del treball desenvolupat fins al moment es pot enforcar de dues maneres. La primera emmarcada dins la geofísica i la segona relacionada amb les enginyeries relatives al ter-reny, la construcció i els recursos naturals. En la seva vessant geofísica,




**Distribució d'intensitats sísmiques. Període de retorn: 100 anys (Arenillas i Bisbal, 1986)**




**Esquema de mapa de perillositat sísmica per a la península Ibèrica. Període de retorn de les acceleracions: 100 anys (López Arroyo, comunicació personal)**

seria important que la seva investigació s'estengués primerament a un afinament de la distribució de $Q_c$ obtinguda en aquest estudi i a l'obtenció de l'estructura regionalitzada de $Q_\beta$, segons la profunditat. La determinació d'una estructura tridimensional de $Q$, a la Península, facilitaria moltíssim l'obtenció de relacions entre les variacions inelàstiques i els paràmetres geofísics coneguts, cosa que podria donar lloc a la predicció d'altres de desconeguts.

En el marc de l'enginyeria civil, i especialment en la sísmica, seria important obtenir relacions quantitatives entre $Q$, -ja sigui $Q_c$ o $Q_\beta$- i les acceleracions, velocitats i desplaçaments del terreny. La distribució tridimensional de $Q$ i la distribució del moviment del terreny a la península podrien proporcionar valuoses relacions que cal tenir en compte en estudis de risc i perillositat sísmica.

Basats en el fet que a diferents valors de $Q$ corresponen diferents tipus de materials, es pot deduir que l'obtenció de distribucions inelàstiques locals podrien ser summament interessants respecte a la seva aplicació a estudis dirigits a la localització, identificació i quantificació de diversos recursos naturals.

L'aplicació de tècniques "in situ" podria proporcionar informació referent al tipus o tipus d'estructures localitzades sota el subsòl. Els paràmetres esmentats es poden utilitzar com a identificadors del terreny en què s'han de construir estructures d'edificació i d'obra civil, de tal manera que a terrenys poc consolidats i fracturats els correspondran valors de $Q$ baixos (o $\gamma$ alts).

Resumint, aquest treball pretén proporcionar un coneixement general de l'estructura inelàstica a la Península i la seva relació amb diversos paràmetres geofísics. El treball que cal fer, com a continuació de l'efectuat, és molt extens i laboriós, però pot ser important tant per la seva aplicabilitat en estudis geofísics com en enginyeries relacionades amb el terreny, estructures i recursos naturals.

**JA. C.** □

## Bibliografia


*Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local erthquakes as scattered waves, J. Geophys. Res., 74, 615-631.*

*Aki, K. and Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, J. Geophys. Res., 80, 3322-3342.*

*Albert, J. F. (1979). El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical, Bol. Geológico y Minero. T. XC-I, 36-48.*

*Albert, J. F. y Banda, E. (1984). España en el contexto Geotérmico Europeo. Áreas de interés, Energía Geotérmica, I.G.M.E., 37-47.*

*Alsup, S. A. (1972). Estimation of upper mantle Q beneath the United States from $P_n$ amplitudes. Ph. D. Thesis, The George Washington University, Washington, D.C.*

*Anderson, D. L., Ben-Menahem, A. and Archambeau, C. B. (1965). Attenuation of seismic energy in the upper mantle, J. Geophys. Res., 70, 1441-1448.*

*Banda, E. (1987). Crustal parameters in the Iberian Peninsula, Phys. Earth. planet. Interiors, 51, 222-225.*

*Campillo, M., Plantet, J. L. and Bouchon, M. (1985). Frequency-dependent attenuation in the crust beneath Central France from $L_g$ waves: Data analysis and numerical modeling, Bull. Seism. Soc., Am., 75, 1395-1413.*

*Canas, J. A. (1986). Estudio del factor anelástico Q de la coda de los terremotos correspondientes a las regiones central y oriental del Eje Volcánico Mexicano, volumen especial sobre dinámica y evolución de la litosfera en México, Geofísica Internacional, 25, 503-520.*

*Canas, J. A. and Mitchell, B. J. (1978). Lateral variation of surface wave anelastic attenuation across the Pacific, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 1637-1650.*

*Canas, J. A. and Mitchell, B. J. (1981). Rayleigh wave attenuation and its variation across the Atlantic Ocean, Geophys. J. R. astr. Soc., 67, 159-176.*

*Canas, J. A., Mitchell, B. J. and Correig, A. M. (1980). $Q_l^{\beta}$ models for the East Pacific Rise and the Nazca plate, in Mechanisms of Plate Tectonics and Continental Drift, 123-133, eds. Davies, P. A. and Runcorn, S. K., Academic Press, London.*

*Canas, J. A., Egozcue, J. J.; Pujades, L. G. and Perez, J. A. (1987). Crustal coda Q in the Iberian Peninsula, Ann. Geophys., 5B, 657-662.*

*Canas, J. A., Egozcue, J. J. y Pujades, L. (1988). Seismic attenuation in Southern Mexico using the coda Q method. Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1807-1817.*

*Canas, J. A. (1991). Size of earthquakes in Southern Mexico from indirect methods, Pure and Applied Geophysics, 4, 479-498.*

*Casas, A., Torné, M. y Banda, E. (1987). Mapa gravimètric de Catalunya, Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya. pp. 135.*

*Chacón, J.; López Casado, C., Rodríguez-Moreno, I. and Irigary, C. (1988). Geotechnical site conditions and seismic microzonation of the Granada Basin (Spain). Seminar on the Prediction of Earthquakes. Economic Commission for Europe, United Nations. SEM.16/R.70. pp. 12.*

*Der. Z. A. and McElfresh, T. W. (1977). The relationship between anelastic attenuation and regional amplitude anomalies of short-period P waves in North America, Bull. Seis. Soc. Am., 67, 1303-1317.*

*Diment, W. H., Urban, T. C., and Revetta, F. A. (1972). Some geophysical anomalies in the Eastern United States, in The Nature of The Solid Earth, ed. Robertson, E. C., McGraw-Hill, New York, pp. 506-543.*

*Dziewonski, A., Bloch, S. and Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, Bull. Seism. Soc. Am., 59, 427-444.*

*Everden, J. F. (1975). Seismic intensities, "size" of earthquakes and related parameters, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1287-1313.*

*Gallart, J., Olivera, C. y Correig, A. (1985). Reconocimiento sísmico de la Cerdanya (Pirineos Orientales). Primeros resultados, Rev. Geofísica, 41, 81-90.*

*Goel, S. K. (1973). Seismic wave attenuation, intensity and magnitude relation for Rocky Mountains. M. S. Thesis, Saint Louis University, Saint Louis, Mo.*

*Gregersen, S. (1984). $L_g$-wave propagation and crustal structure differences near Denmark and the North Sea. Geophys. J. R. astr. Soc., 79, 217-234.*

*Hasegawa, H. S. (1985). Attenuation of $L_g$ waves in the Canada shield. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1569-1582.*

*Herraiz, M. and Mezcua, J. (1984). Application of coda wave analysis to microearthquake analog data, Ann. Geophys., 2, 545-552.*

*Herrmann, R. B. (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves, Bull. Seism. Soc. Am., 63, 663-671.*

*Herrmann, R. B., (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 70, 447-468.*

*Herrmann, R. B. and Mitchell, B. J. (1975). Statistical analysis and interpretation of surface wave anelastic attenuation data for the stable interior of North America, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1115-1128.*

*James, D. E. and Linde, A. T. (1971). A source of major error in the digital analysis of World Wide Standard Station seismograms, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 723-728.*

*Kennett, B. L. N. (1989). On the nature of regional seismic phases-I. Phase representations for $P_n$ $P_g$ $S_n$ $L_g$. Geophys. J. Int., 98, 447-456.*

*Lachenbruch, A. H. (1979). Heat flow and tectonic studies, in Summary of Technical Reports, Vol IX, Open file report, 80-6, U. S. Geological Survey, Menlo Park, Ca. pp. 211.*

*Liu, H. P.; Anderson, D. L. and Kanamori, H. (1976). Velocity dispersion due to anelasticity. Implications for seismology and mantle composition, Geophys. J., 47, 41-58.*

*Malin, P. E. (1978). A first order scattering solution for modeling lunar and terrestrial seismic codas, Ph. D. Dissertation, Princeton University.*

*Malone, S. D. and Bor, S. S. (1979). Attenuation patterns in the Pacific Northwest based on intensity data and the location of the 1872 North Cascades earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 531-546.*

*Martín, A. J. (1984). Riesgo Sísmico en la Península Ibérica, Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid.*

*Mezcua, J. (1982). Catálogo General de Isosistas de la Península Ibérica, I.G.N., Madrid.*

*Mezcua, J. y Martínez Solares, J. M. (1983). Sismicidad del área Íbero-Mogrebí, I.G.N., Pub. 203, Madrid.*

*Mitchell, B. J. (1970). Electrical and seismic properties of the earth's crust in the southwestern Great Plains, Ph. D. Thesis, Southern Methodist University, TX.*

*Mitchell, B. J. and Landisman, M. (1969). Electromagnetic Seismograph constants by least squares inversion, Bull. Seism. Soc. Am., 59 (3), 1335-1348.*

*Mitchell, B. J. and Landisman, M. (1971). Electrical and seismic properties of the earths's in southwestern Great Plains of the United States, Geophysics, 36, 363-381.*

*Morales, J. (1991). Caracterización de la respuesta sísmica local en las Cuencas de Granada (España) y Ciudad Guzmán (México) mediante el análisis espectral de microtremores y terremotos. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. pp. 276.*

*Muñoz, D. (1985). Estudio del Riesgo Sísmico en el Sur y Sureste de la Península Ibérica, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.*

*Nuttli, O. W. (1973). Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, J. Geophys. Res., 78, 876-885.*

*Nuttli, O. W. (1974). Seismic hazard east of the Rocky Mountains, ASCE National Structural Engineering Meeting, Cincinnati, Ohio, April 22-26.*

*Nuttli, O. W., Bollinger, G. A. and Griffiths, D. W. (1979). On the relation between Modified Mercalli intensity and body-wave magnitude, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 893-909.*

*Payo, G. (1970). Structure of the crust and upper mantle in the Iberian Shield by means of a long-period triangular array, Geophys. J. R. astr. Soc., 20, 493-508.*

*Payo, G. y F. de Miguel. (1974). Magnitud de los sismos de la región Ibérica a partir de la fase $L_g$. Rev. de Geofísica, XXXIII, 159-173.*

*Pujades, L., Canas, J. A., Egozcue, J. J., Puigvi, M. A., Gallart, J., Lana, X., Pous, J. y Casas, A. (1990). Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula. Geophys. J. Int., 100, 285-302.*

*Raoof, M. (1984). Attenuation of high frequency earthquake surface waves in South America, Master Thesis. Saint Louis University, Saint Louis, Mo.*

*Reitzel, J. L., Gough, D. H., Porath, H. and Anderson, C. W. (1970). Geomagnetic deep sounding and upper mantle structure in western United States, Geophys. J. 19, 213-235.*

*Singh, S. and Herrmann, R. B. (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States, J. Geophys. Res., 88, 527-538.*

*Solomon, S. C. (1972). Seismic wave attenuation and partial melting in the upper manttle of North America, J. Geophys. Res. 77, 1483-1502.*

*Street, R. L. and Lacroix, A. (1979). An empirical study of New England seismicity: 1727-1977, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 159-175.*

*Takeuchi, H., Dorman, J., and Saito, M. (1964). Partial derivatives of surface wave phase velocities with respect to physical parameters changes within the Earth, J. Geophys. Res., 69, 3429-3442.*

*Tonouchi, K., Sakayama, T. and Imai, T. (1983). S wave velocity in the ground and the damping factor, Bull. Int. Ass. Engineering Geology, 26-27, 327-333.*

*Tsai, Y. B. and Aki, K. (1969). Simultaneous determination of seismic moment and attenuation of seismic surface waves, Bull. Seism. Soc. Am., 59, 275-287.*

*Udías, A. (1980). Deep seismic sounding studies in Spain, in Spanish Commission on the Geodynamics Project, C.S.I.C., Madrid, 43-58.*

*Wiggins, R. (1972). The general linear inverse problem: implications of surface waves and free oscillations on earth structure, Rev. Space Phys., 10, 251-284.*

*Young, R. P. and Hill, J. J. (1982). Statistical analysis of seismic spectral signatures for rock quality assessment, Geoexploration, 20, 75-91.*