

# Proyecto Prior

Determinación de fallas de Primer Orden  
mediante el análisis integrado  
de datos geológicos

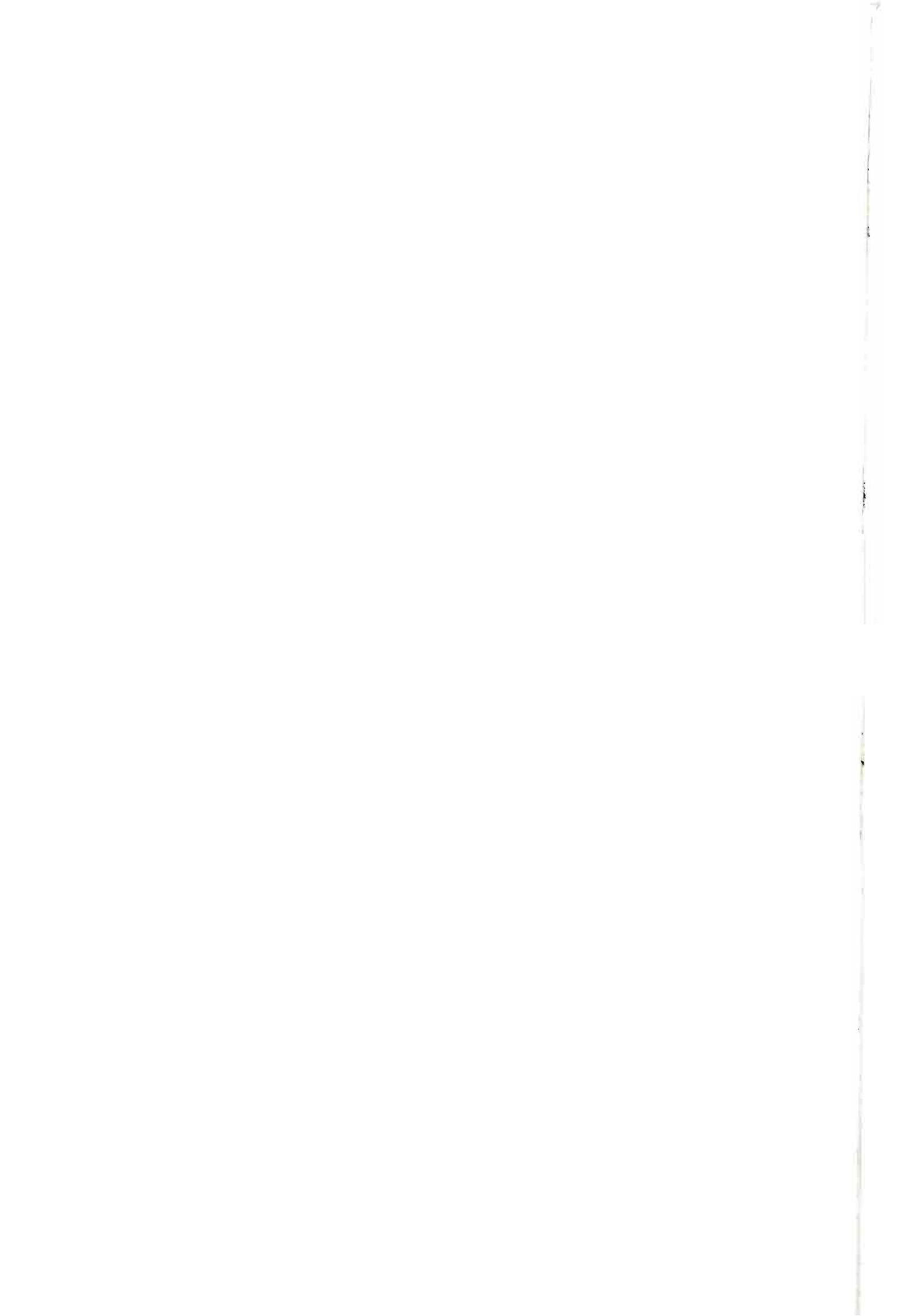
i + d

Colección Documentos I+D 15.2006



Proyecto Prior.

Determinación de fallas de Primer Orden  
mediante el análisis integrado de datos geológicos



# Proyecto Prior

## Determinación de fallas de Primer Orden mediante el análisis integrado de datos geológicos

Coordinación: M<sup>a</sup> del Sol Ramírez Rayo (CSN)  
Manuel Lucini Sáenz (Enresa)  
Juan Plaza Hernando (Enresa)  
Emilio Carreño Herrero (IGN)  
José M. Martínez Solares (IGN)  
Gerardo de Vicente Muñoz (UCM)

Colección  
Documentos I+D  
15.2006



Colección: Documentos I + D  
Referencia: DID-15.06

La realización del proyecto Prior se ha llevado a cabo mediante la colaboración del Consejo de Seguridad Nuclear (CSN), la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (Enresa), el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y la Universidad Complutense de Madrid (UCM), a través de la Facultad de Ciencias Geológicas.

© Copyright 2006. Consejo de Seguridad Nuclear

Publicado y distribuido por:  
Consejo de Seguridad Nuclear  
Justo Dorado, 11. 28040 - Madrid  
<http://www.csn.es>  
[peticiones@csn.es](mailto:peticiones@csn.es)

Maquetación: RGB Comunicación, S.L.  
Imprime: ELECE Industria Gráfica, S.L.

I.S.B.N.: 84-690-0234-1  
Depósito legal: M-52384-2006

# Índice

Introducción .....	9
Objetivos .....	15
<b>I. Infraestructura</b> .....	19
I.1. Equipo de Investigación .....	21
<b>II. Cartografía de Fallas</b> .....	23
II.1. El proceso de fracturación natural. Un sistema crítico autoorganizado que construye un objeto fractal. ....	25
<b>III. Tectónica Activa en la Península Ibérica</b> .....	29
III.1. El estado de esfuerzos activo del límite occidental África-Eurasia .....	31
III.2. Tectónica activa y Sismotectónica del Antepaís Ibérico .....	35
III.3. Medidas directas de desplazamientos .....	39
III.3.1. Trayectorias de placas desde reconstrucciones de anomalías magnéticas ....	40
III.3.2. Datos actuales de vectores de acercamiento (Modelo NUVEL-1A) .....	42
III.3.3. Movimiento entre Marruecos y la Península obtenido a partir de medidas de GPS. .	43
<b>IV. Evolución de la tectónica cenozoica de la Placa Ibérica</b> .....	45
IV.1. Principales discontinuidades (hercínicas) previas a la deformación cenozoica .....	47
IV.2. Evolución Cenozoica de la Placa Ibérica: tipos y distribución de cuencas y cadenas .	53
IV.2.1. Rasgos generales .....	54
IV.2.2. Estilos de deformación y subdivisiones de las cadenas y cuencas cenozoicas de antepaís .....	57
IV.2.3. Evolución geodinámica cenozoica de la Placa Ibérica .....	59
IV.2.4. La colisión Iberia-Eurasia. Deformaciones "Pirenaica" e "Ibérica" .....	60
IV.2.5. La transmisión de esfuerzos hacia el Sur .....	61
IV.2.6. Condiciones constrictivas de la deformación. ....	66
IV.2.7. El acercamiento entre Iberia y África. Deformación "Bética" (Neotectónica). .	68
IV.2.8. Morfotectónica del Antepaís Ibérico. Deformaciones de gran radio .....	71
IV.3. Estructura del relleno sedimentario de las principales cuencas cenozoicas .....	72
IV.3.1. Introducción .....	72
IV.3.2. Metodología .....	73
IV.3.3. Mapa de profundidad del basamento .....	75
<b>V. Análisis geofísico</b> .....	79
V.1. Introducción .....	81
V.2. El flujo térmico en la Península Ibérica. ....	82
V.2.1. Flujo de calor en las principales unidades tectonotérmicas .....	83
V.3. Gravimetría e Isostasia .....	87
V.3.1. Mapa de anomalías de Bouguer .....	88
V.3.2. Análisis Isostático .....	88
V.3.3. Mapa de Anomalías Isostáticas Residuales .....	90
V.4. Análisis Aeromagnéticos .....	92
V.4.1. Análisis de los datos. ....	93

V.4.2. Análisis de Fuentes Magnéticas: Deconvolución de Euler . . . . .	95
V.4.3. Reducción al polo magnético . . . . .	98
V.5. Mapa de Espesor de la Corteza . . . . .	99
<b>VI. Evidencias de actividad tectónica reciente . . . . .</b>	<b>101</b>
VI.1. Evolución sedimentaria plio-cuaternaria. vulcanismo . . . . .	103
VI.2. Tasas de levantamiento-denudación a partir del análisis de huellas de fisión en apatitos . . . . .	105
VI.2.1. Descripción del método . . . . .	105
VI.2.2. Annealing de las huellas de fisión . . . . .	105
VI.2.3. Longitud de las huellas de fisión e historias térmicas . . . . .	105
VI.2.4. Interpretación de los datos de huellas de fisión en apatitos . . . . .	106
VI.2.5. Procedimiento analítico y cálculo de edades . . . . .	108
VI.2.6. Datos de Huellas de Fisión en la Península Ibérica . . . . .	109
VI.2.7. Interpretación tectónica de las cadenas intraplaca . . . . .	120
VI.2.8. Cadenas Béticas . . . . .	123
VI.3. Análisis de la asimetría de las cuencas hidrográficas. . . . .	125
VI.3.1. Introducción . . . . .	125
VI.3.2. Metodología de trabajo . . . . .	127
VI.3.3. Resultados . . . . .	128
VI.3.4. Conclusiones metodológicas . . . . .	132
VI.4. Análisis de los modelos digitales de elevaciones. . . . .	133
VI.4.1. Introducción . . . . .	133
VI.4.2. Mapas de pendientes y de orientaciones de pendientes . . . . .	134
VI.5. Modelación matemática de los pliegues litosféricos y corticales . . . . .	139
VI.5.1. Modelos numéricos . . . . .	142
VI.5.2. La ecuación resuelta . . . . .	142
VI.5.3. Propiedades reológicas y físicas . . . . .	143
VI.5.4. Procesos superficiales. . . . .	143
VI.5.5. Condiciones de contorno . . . . .	143
VI.5.6. Configuración de los experimentos numéricos . . . . .	143
VI.5.7. Deformación intraplaca en la Península Ibérica: Modelos . . . . .	144
VI.5.8. Discusión: Variaciones espaciales de la reología . . . . .	150
VI.5.9. Relación entre transporte en superficie y movimientos verticales. . . . .	151
VI.5.10. Plegamiento litosférico y patrones de drenaje. . . . .	152
VI.5.11. Conclusiones sobre la modelación de los pliegues litosféricos . . . . .	155
VI.6. Datos Paleosísmicos . . . . .	155
VI.6.1. Diferentes tipos de investigación paleosísmica . . . . .	156
VI.6.2. Paleosismicidad de la Cordillera Bética . . . . .	157
VI.6.3. Datos paleosísmicos cuaternarios de la Cordillera Bética . . . . .	158
VI.6.4. Cuenca del Bajo Segura . . . . .	159
VI.6.5. Cuenca de Guadix – Baza . . . . .	159
VI.6.6. Tsunamis del Golfo de Cádiz . . . . .	159
VI.6.7. Fallas de Alhama – Murcia y Palomares . . . . .	160
VI.6.8. Fallas de Crevillente y Bajo Segura . . . . .	160
VI.6.9. Fallas de Socovos – Calasparra y Tobarra . . . . .	160

VI.6.10. Fallas de Ventas de Zafarraya y de Padul . . . . .	161
VI.6.11. Paleosismicidad de la Cordillera Costero – Catalana . . . . .	161
VI.6.12. Datos paleosísmicos cuaternarios de la Cordillera Costero – Catalana . . . . .	161
VI.6.13. Paleosismicidad de la Cuenca del Tajo y Campo de Calatrava . . . . .	164
VI.6.14. Conclusiones . . . . .	165
<b>VII. Análisis de la distribución de la sismicidad . . . . .</b>	<b>167</b>
VII.1. La litosfera, un sistema jerárquico complejo . . . . .	169
VII.2. Relaciones sísmicas tipo ley de potencia . . . . .	169
VII.2.1. La ley de Guenberg y Richter (G-R) . . . . .	170
VII.2.2. Relaciones entre energía, magnitud y momento sísmico . . . . .	172
VII.2.3. Relaciones entre momento y magnitud sísmica . . . . .	174
VII.2.4. Relaciones con los parámetros de la falla . . . . .	175
VII.3. Caracterización paramétrica de la base de datos sísmica del I.G.N. . . . .	178
VII.3.1. Estudio del parámetro de sismicidad b. Ley de Gutenberg y Richter . . . . .	181
VII.3.2. Estudio de los errores de localización espacial ERH y temporal RMS . . . . .	193
VII.3.3. Selección sobre la base de datos sísmicos del I.G.N. . . . .	198
VII.4. Escala óptima de segmentación de la distribución espacial de la sismicidad . . . . .	201
VII.4.1. Una medida de soporte geométrico epicentral . . . . .	204
VII.4.2. Una medida de soporte geométrico epicentro-energética . . . . .	204
VII.4.3. Determinación de la escala óptima sobre la base de datos sísmicos. . . . .	205
VII.5. Variabilidad y anisotropía de la distribución espacial de la sismicidad . . . . .	210
VII.5.1. Análisis geoestadístico de las medidas de soporte geométrico . . . . .	214
VII.5.2. Detección de anisotropías sobre la sismicidad . . . . .	214
VII.6. Análisis fractal del patrón de la sismicidad zonificada . . . . .	215
VII.6.1. Función de distribución fractal de la relación magnitud longitud de ruptura . . . . .	219
VII.6.2. Análisis de la irregularidad de ocurrencia . . . . .	222
VII.6.3. Análisis de la longitud de correlación . . . . .	224
VII.6.4. Análisis de la agregación . . . . .	226
VII.6.5. Análisis de los momentos de orden superior de la medida . . . . .	227
VII.7. Evaluación del análisis de la distribución de la sismicidad . . . . .	234
<b>VIII. Análisis del patrón de la fracturación . . . . .</b>	<b>241</b>
VIII.1. Construcción y análisis del mapa de fallas de segundo orden. . . . .	243
VIII.2. Construcción del mapa de fallas de primer orden: criterios de representación . . . . .	247
VIII.3. Contraste entre la distribución de la sismicidad y el patrón de fracturación. . . . .	250
VIII.3.1. La invarianza al cambio de escala de la fracturación. . . . .	250
VIII.3.2. Asignación de una medida de soporte geométrico lineal. . . . .	251
VIII.3.3. Análisis fractal del patrón de la fracturación zonificada . . . . .	260
VIII.3.4. Evaluación del análisis de la fracturación y la sismicidad . . . . .	274
<b>IX. Discusión y conclusiones . . . . .</b>	<b>279</b>
<b>X. Bibliografía . . . . .</b>	<b>285</b>



# Introducción



Uno de los aspectos de los emplazamientos de instalaciones nucleares y de los almacenamientos de residuos, que influyen más decisivamente en la seguridad nuclear de dichas instalaciones, es la sismología o caracterización del movimiento del terreno por efecto sísmico. De ahí, que el avance de la seguridad nuclear requiera mejorar el conocimiento y definir mejor la peligrosidad sísmica de los emplazamientos, acotando los márgenes de las incertidumbres inherentes. En este contexto, uno de los objetivos principales del Proyecto Sigma (CSN-Enresa-UCM) consistió en la definición del campo de esfuerzos tectónicos actual y su permanencia en el pasado con el fin de determinar los diferentes ambientes geotectónicos con baja o moderada sismicidad resultantes en la Península Ibérica.

Éste fue el primer paso para llegar a una definición más precisa de la peligrosidad sísmica fundamentada en una modelización sismotectónica consistente y en su caracterización derivada de fuentes sísmicas. Así, para una zona concreta de la corteza terrestre, la posición geométrica de una falla, o sistema de fallas, respecto del campo de esfuerzos existente condiciona su comportamiento mecánico, de forma que una orientación favorable requiere su caracterización como fuente sismogénica.

Este criterio ha sido utilizado en el centro y el este de los EEUU, en relación con el análisis probabilista individual de las plantas en operación, por diferentes expertos participantes en los estudios realizados por el EPRI y el LLNL siendo finalmente incorporado por la propia NRC en la normativa aplicable a las nuevas instalaciones nucleares (10 CFR 100, subparte B; R.G. 1.165, apéndices D y F; NUREG-1451 y NUREG-1494, de almacenamiento de residuos radiactivos).

Para caracterizar adecuadamente el riesgo sísmico, una vez determinados los esfuerzos tectónicos activos, resulta fundamental definir el medio físico sobre el que están incidiendo: la corteza superior y sus discontinuidades de orden mayor, ya que son estas las que pueden producir terremotos importantes.

Por tanto, los siguientes pasos en el conocimiento del riesgo sísmico a escala regional han de estar encaminados, al igual que se hizo en la zonación sismotectónica de Francia, a localizar las fallas y estructuras tectónicas susceptibles de experimentar movimientos importantes bajo el campo de esfuerzos determinado en el Proyecto Sigma.

Es necesario, por tanto, localizar a nivel regional las estructuras mayores (fallas) que sean capaces de acumular energía sísmica a lo largo del tiempo. Al existir una relación entre el tamaño de la falla y el sismo que se puede generar en ella, resulta además fundamental determinar estas estructuras, caracterizándolas cinemáticamente y evaluando su velocidad de movimiento, ya que estas fallas presentan movimientos recurrentes a lo largo de su historia geológica.

Una vez determinados los esfuerzos tectónicos activos, para caracterizar adecuadamente el riesgo sísmico es necesario definir el medio físico sobre el que se

están aplicando: la corteza superior y sus discontinuidades de orden mayor, ya que son estas las que pueden producir terremotos importantes.

La determinación de la velocidad de la deformación de estas fallas, es uno de los aspectos que inciden directamente en la mejor caracterización del riesgo sísmico, sobre todo en aquellas fallas que se definan como potencialmente activas y no tengan registros sísmicos adecuados. Nos referimos aquí, en concreto, a las que tienen periodos de retorno superiores al tiempo de registro sísmico (tanto instrumental como histórico), que en el mejor de los casos no supera los 1.000 años. Estos periodos de retorno tan largos permiten considerar estas fallas como “lentas” desde un punto de vista sismotectónico.

Estas fallas “lentas” son, sin embargo, aparentemente abundantes en las zonas menos activas, “estables”, de la Península, por lo que tanto su localización como la determinación de su velocidad de movimiento redundarán de forma directa en la mejor evaluación de la peligrosidad sísmica que puede afectar a la seguridad de las instalaciones nucleares.

Con el nivel de conocimiento geológico y geofísico disponible actualmente en la Península Ibérica, ha resultado posible integrar la información geológica y geofísica, al menos a la escala propuesta, para definir correctamente estas estructuras. Por lo tanto, la integración de datos es uno de los medios que se han utilizado en el Proyecto para conseguir sus objetivos. En este sentido se han englobado resultados de trabajos ya realizados por Enresa (síntesis del Hercínico, campañas gravimétricas, etc.) y proyectos cofinanciados entre el CSN y Enresa (Datación, Daños, Segmentación de Fallas y Sigma), así como los datos (sismicidad, topografía, gravimetría, etc.) aportados por el IGN. Por otra parte, los estudios a escala regional son un primer paso imprescindible para realizar posteriormente análisis a la escala de un emplazamiento concreto. Una fuente tectónica no capaz puede estar relacionada con una que sí lo es y, en este caso, se debe considerar también como capaz.

Por lo tanto, lo que se ha pretendido abordar en este proyecto corresponde a la línea de trabajo que dicta el estado actual del conocimiento y se ha basado en lo ya establecido en la nueva normativa americana.

El Código Federal Norteamericano 10 CFR 100 (Reactor Site Criteria) establece, especialmente en la nueva subparte B (Evaluation Factors for Stationary Power Reactor Site), la necesidad de determinar las fuentes sísmicas (tanto sismogénicas como fallas capaces), el potencial de deformación tectónica de la superficie y las incertidumbres inherentes asociadas.

La R.G. 1.165 (Identification and Characterization of Seismic Sources and Determination of Safe Shutdown Earthquake Ground Motion), desarrolla estos requisitos normativos básicos y profundiza en los planteamientos técnicos para satisfacerlos, exponiendo que el conocimiento de los esfuerzos tectónicos es fundamental

para poder definir fuentes sísmicas potenciales y diferenciar entre ellas: fuente sismogénica y fuente tectónica capaz.

Por “fuente sismogénica” se entiende la zona terrestre que tiene una potencialidad uniforme de generar terremotos (mismo evento sísmico y misma recurrencia), diferente a las de las demás regiones vecinas, no causando deformaciones superficiales y estando caracterizada por el régimen tectónico actual. Bajo este concepto se incluye un amplio abanico de posibilidades, desde una estructura tectónica bien definida hasta una extensa zona de sismicidad difusa. Una “fuente tectónica capaz” se define, a su vez, como una estructura tectónica que puede generar, en el régimen tectónico presente, tanto vibración del suelo como deformaciones superficiales (fallas o plegamientos en la superficie o próximos a ella). Esto queda caracterizado por, al menos, una de las siguientes condiciones:

- a) Presencia de deformación en o cerca de la superficie, o existencia de depósitos geológicos de naturaleza recurrente durante los últimos 500.000 años, o de al menos una vez en los últimos 50.000 años.
- b) Asociación razonable con uno o más terremotos que presenten una magnitud importante o bien estén relacionados con una actividad sísmica sostenida, la cual a su vez aparezca normalmente acompañada por deformaciones superficiales significativas.
- c) Asociación estructural con una fuente tectónica capaz que tenga las características a) o b) de las condiciones precedentes, de la cual pueda esperarse razonablemente que el movimiento de una estructura (fuente principal) vaya acompañado por el movimiento de la otra.

El NUREG-1451 (Staff Technical Position on Investigations to Identify Fault Displacement Hazards and Seismic Hazards at a Geologic Repository), distingue entre fallas de tipo I, II y III, dependiendo del movimiento potencial de las mismas y su influencia en el almacenamiento geológico.

Las fallas tipo I son definidas en este documento como aquellas que están sujetas a desplazamiento y que, por su longitud y localización, pueden afectar al diseño, operación y clausura del almacenamiento, requiriendo una investigación específica detallada. El proceso de identificación y caracterización de estas fallas tipo I requiere dos etapas: una primera orientada a evidenciar su desplazamiento y una segunda dedicada a evaluar los efectos potenciales de su movimiento, tanto en lo que respecta a los cambios en la geometría del terreno (*peligrosidad de desplazamiento*) como a la caracterización del movimiento vibratorio provocado (*peligrosidad sísmica*).

Se considera que una falla está sujeta a desplazamiento si existen evidencias de movimiento durante el Cuaternario. Si los registros cuaternarios son incompletos o poco claros, como puede ser el caso de algunas zonas de la Península Ibérica, se

considera entonces que la falla esta sujeta a desplazamiento si reúne una o más de las siguientes condiciones:

- a) Tener sismicidad instrumental directamente asociada.
- b) Tener relación estructural con otras fallas sujetas a desplazamientos.
- c) Estar orientada favorablemente según el campo de esfuerzos tectónicos presente.

En este contexto, desde el punto de vista de la seguridad nuclear, la estimación del campo de esfuerzos actual en una zona es fundamental para analizar mejor la peligrosidad sísmica de los emplazamientos y poder acotar los inherentes márgenes de incertidumbre de los resultados, como se realizó en el Proyecto Sigma.

Por tanto, la fase siguiente ha consistido en definir el medio físico sobre el que se están aplicando los esfuerzos.

Ya que las discontinuidades mayores son las que pueden generar los terremotos más importantes, ha sido necesario evaluar las “Fallas de Primer Orden”.

# Objetivos



El objetivo principal del Proyecto Prior (Fallas de PRImer ORden), una vez concluido el proyecto Sigma, se ha dirigido hacia la cartografía regional de fallas susceptibles de producir sismos importantes, así como a cuantificar sus velocidades de deformación, utilizando y reelaborando información ya disponible. Los resultados de este proyecto redundarán en beneficio de las reevaluaciones de la seguridad de las Instalaciones Nucleares existentes y en el diseño de los posibles ATC's o ATI's.

Dentro de estas estructuras tectónicas (o sismogénicas) conviene distinguir algunas categorías que tienen que ver con su potencial sísmico:

- **Fallas de Primer Orden.** Existe una relación directa entre la superficie de la falla (longitud) y la magnitud del terremoto que pueden originar. En este Proyecto se ha creído conveniente realizar un inventario de estas estructuras a nivel regional, con especial atención a las que aparecen en el Macizo Hespérico, que es el que sustenta un mayor número de emplazamientos nucleares. Las fallas de Primer Orden son las que afectan a toda la Corteza Superior.
- **Fallas Heredadas.** Debido a la discontinuidad mecánica que representa una falla, se ha demostrado mediante modelaciones numéricas que estas tienden a nuclear la deformación, por lo que el movimiento se producirá preferentemente en ellas si están adecuadamente orientadas respecto al campo de esfuerzos. Este hecho queda muy patente en la Historia Geológica, donde se registran movimientos repetidos de grandes fallas, no generadas bajo el campo de esfuerzos geotectónicos, (fallas heredadas) en distintas condiciones mecánicas y a lo largo de periodos de tiempo muy amplios.
- **Fallas Activas.** Aunque hay varias definiciones al respecto, cabe mencionar que la ausencia de sismicidad instrumental no es garantía de que una falla determinada, heredada o de Primer Orden, no produzca en un futuro próximo sismos importantes. A este respecto son fundamentales los estudios de Paleosismicidad que se realicen sobre fallas previamente seleccionadas. Podemos así distinguir entre "fallas recientes" y "sísmicas", considerando ambas como "activas".

Todas estas categorías han sido definidas en distintos trabajos técnicos para organismos reguladores de la energía nuclear en varios países.

En España existía abundante información a escala regional antes de iniciar este Proyecto, lo que ha permitido cartografiar estas estructuras adoptando una visión en conjunto del problema.

Otro de los objetivos fundamentales para evaluar el potencial sísmico de una estructura determinada ha consistido en la determinación de la velocidad de la deformación y de la frecuencia de sismos, que a nivel regional se pueden determinar

mediante las tasas de levantamiento o hundimiento, mediante estudios de carácter global, geomorfológicos, geodésicos e incluso petrológicos.

Con todo ello y como objetivo final, se pretendieron realizar dos mapas a escala 1:4.000.000:

- a) Mapa de fallas de Segundo Orden (que reflejara las características fractales del proceso de fracturación).
- b) Mapa de Fallas de Primer Orden de la Península Ibérica (en el que se señalarían aquellas con movimientos recientes).

Finalmente se decidió fusionar estos dos mapas en uno solo a escala 1: 2.000.000 que ha sido publicado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), por disponer de los mejores medios para ello, con la colaboración del resto de organismos participantes. No obstante en esta publicación se incluye un mapa a escala 1: 3.200.000.

Estos mapas servirán como base imprescindible para la realización de posibles estudios detallados que se requieran en emplazamientos concretos.

# I. Infraestructura



## I.1. EQUIPO DE INVESTIGACIÓN

El proyecto Prior ha sido ejecutado por un grupo multidisciplinar, que ha estado coordinado por:

- M<sup>a</sup> del Sol Ramírez Rayo (CSN)
- Manuel Lucini Sáenz – Juan Plaza Hernando (Enresa)
- Emilio Carreño Herrero – José Manuel M. Solares (IGN)
- Gerardo de Vicente Muñoz (UCM)

El equipo de trabajo ha estado configurado por diversos especialistas en las materias implicadas en el objetivo global del proyecto. En total han intervenido los siguientes investigadores:

- Análisis conjunto de los datos y perfiles sísmicos profundos:

Dr. Ramón Vegas Martín. Catedrático. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

- Análisis de los modelos digitales del terreno y análisis geomorfológico:

Dr. José M. González Casado. Profesor Titular. Dpto. de Q. A. y Geología, Universidad Autónoma de Madrid.

Dr. Jorge L. Giner Robles. Catedrático Interino. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

Dr. Pedro Rincón Calero. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

- Cartografía de fallas:

Antonio Olaiz Campos. Becario. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

María Druet Vélez. Becaria. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

- Análisis de anomalías gravimétricas y magnéticas:

Dr. Andrés Carbo Gorosabel. Profesor Titular. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

Dr. Alfonso Muñoz Martín. Profesor Titular. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

Juan Álvarez García. Becario. Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

- Análisis de mapas de isopacas y paleosismicidad:

Dr. Miguel A. Rodríguez Pascua. Profesor. Facultad de Ciencias Experimentales y de la Salud. San Pablo CEU.

- Alineaciones de terremotos y análisis fractal:

Dr. Carlos Paredes Bartolomé. Profesor Titular. Dpto. de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos. ETSI de Minas, Universidad Politécnica de Madrid.

Dr. Raúl Pérez López. Profesor Facultad de Ciencias Experimentales y de la Salud. San Pablo CEU.

Ignacio Vélez Pérez. Ingeniero de Minas. Becario Dpto. de Matemática aplicada y métodos informáticos. ETSI de Minas, Universidad Politécnica de Madrid.

Carmen Martínez Martínez. Becaria. Dpto. de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos. ETSI de Minas, Universidad Politécnica de Madrid.

- Análisis de huellas de fisión en apatitos:

Dr. Paul Andriessen. Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Libre de Ámsterdam.

- Análisis global. Deformaciones de gran radio:

Dr. Sierd Cloetingh, Catedrático y Director del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Libre de Amsterdam.

## **II. Cartografía de fallas**



## II.1. EL PROCESO DE FRACTURACIÓN NATURAL: UN SISTEMA CRÍTICO AUTOORGANIZADO QUE CONSTRUYE UN OBJETO FRACTAL

Los conceptos de *fractal* y de sistema dinámico *caótico* han producido, al final del siglo XX, un cambio de punto de vista sobre el comportamiento de los sistemas macroscópicos muy importante. Mientras las ciencias físicas no han dejado de interesarse por escalas cada vez menores, se puede hablar de revolución en el análisis del comportamiento a escalas *cotidianas*.

Cuando se estudian los procesos de deformación naturales, lo primero que llama la atención es el amplio rango de escalas implicadas, y cómo, injustificadamente en objetos en principio euclídeos, extrapolamos los resultados entre dichas escalas. La razón es eminentemente práctica, lo hacemos porque *existen* una serie de propiedades invariantes al cambio de escala en la mayor parte de estas estructuras de deformación natural (pliegues, fallas), que habían sido empleadas por los geólogos estructurales, antes de la definición matemática de fractal. Así, se define un objeto como fractal al que se muestra como *semejante* bajo varios grados de magnificación y que, además, tiene una simetría que es *independiente* de la escala, donde partes pequeñas del objeto replican la estructura total. Siendo aún más precisos, los objetos naturales son fractales estadísticos, no matemáticos, por lo que puede hablarse de *aspecto* similar (no son estrictamente semejantes a cualquier escala) que, “en promedio”, se aprecia cualquiera que sea la escala de observación.

Estas propiedades inciden de modo fundamental en los problemas que aparecen a la hora de cartografiar o representar dichos objetos, ya que permiten un grado de subjetividad muy grande. La naturaleza de estas estructuras *permite* que, especialistas distintos puedan realizar cartografías muy diferentes.

Este problema se debe, fundamentalmente a que la cantidad de información a la que nos enfrentamos es, en la práctica, máxima.

Otro problema al que nos enfrentamos es el de la ventana de observación. Centrándonos en las fallas, una afirmación muy conocida entre los geólogos estructurales es que, cuanto más grande es, menos se ve. Se podría pensar en que una vez que se localiza una falla de gran recorrido, su posición a escalas menores viene determinada de un modo directo. No es el caso. Grandes estructuras, muy evidentes a grandes escalas, resultan difícilmente localizables a escalas menores. Este hecho está en flagrante contradicción con nuestra experiencia diaria en relación a objetos que sí son euclídeos. Por ello, para elaborar mapas a una determinada escala, no pueden realizarse aumentos o reducciones simples de mapas de otras escalas.

Como mencionábamos, ese objeto (las fallas) se construye mediante el proceso de deformación natural (tectónico), cuya expresión más llamativa es la sismicidad, que tiene las características de los sistemas dinámicos caóticos. Una de las propiedades de estos sistemas es que, en su espacio de fases (variables), tienen atractores no

euclídeos (fractales). Así, tanto espacial como temporalmente, aparecen relaciones potenciales (log-log). El caso más evidente es el de la ley de Gutenberg y Richter que se cumple para distintas poblaciones de sismos, independientemente de la ventana espacial o temporal de observación o, incluso, del régimen tectónico.

Otra característica intrínseca a los *procesos* geológicos es su componente histórica e irreversible. La evolución geológica es un proceso *histórico*, más allá del intento de comprensión de la profundidad del tiempo geológico. Volviendo de nuevo a las fallas, cuando comienza la deformación en un macizo homogéneo, se nucleará al principio en una cierta posición que, al romper, dominará sobre otras. En tanto en cuanto el sistema se estabilice se convertirá en un objeto histórico, en el sentido de que de esta elección crítica depende la totalidad de su desarrollo posterior, lo que resulta patente por ejemplo, en los numerosos casos documentados de “inversión tectónica”.

Otra característica muy habitual de los procesos caóticos es la gran cantidad de fenómenos de realimentación, lo cual es también común en los procesos tectónicos. En relación a la dinámica global que supone el modelo de la Tectónica de Placas, cuando subduce la corteza oceánica, la distribución de isogradas se ve afectada, de modo que a lo largo de la placa que se hunde, se localizan temperaturas inferiores a las que son más comunes en el resto del Manto Superior, para ese rango de profundidades (hasta 1.000 km). Esta situación conlleva que el tránsito Olivino-Espinela se produzca más cerca de la superficie a lo largo de la subducción, con lo que la mayor densidad de la espinela produce un efecto de subducción adicional. De esta manera, la subducción se realimenta. A escalas menores, el peso de los sedimentos en el labio hundido de las fallas puede hacer que este se hunda más, e incluso que el labio levantado rebote.

Otro aspecto, también típico de los sistemas dinámicos caóticos (disipativos con comportamiento irreversible), es el de no conservar la memoria de las perturbaciones, lo que en el caso terrestre, y quizás como hecho más evidente, produce la diferencia entre el relieve de la Tierra y el de la mayoría de los cuerpos del Sistema Solar, dominados por cráteres de impacto. La actividad del sistema dinámico global (Tectónica-Isostasia-Atmósfera-Biosfera) es capaz de borrar los impactos e imponer su propio estilo.

Las características generales que acabamos de detallar para el proceso de fracturación natural tienen unas consecuencias prácticas muy importantes que no pueden obviarse a la hora de estudiar, tanto el proceso sísmico, como la distribución espacial realista de fracturas (objetivo último de este proyecto). No deja de ser frustrante el que los geólogos estructurales tengamos que responder afirmativamente a dos cuestiones aparentemente contradictorias. Por un lado, si se nos pregunta ¿Las estructuras de deformación natural aparecen *ordenadas*? Y por otro ¿La deformación natural es *compleja*? El hecho de tener que satisfacer simultáneamente

orden y complejidad ha derivado en clasificar las estructuras tectónicas mediante *estilos de deformación*. Este concepto, que parece acercarnos más a las humanidades que a las ciencias, es absolutamente necesario para la geología y exige la formulación de conceptos físicos y matemáticos que lo satisfagan (*física estadística*). La postura contraria no será suficiente, en el fondo, para explicar la realidad de los procesos geodinámicos.

Centrándonos en el tema del proyecto Prior, podemos concluir que las fallas constituyen sistemas o redes multiescalares de alta complejidad topológica, que muestran la ocurrencia de leyes potenciales en la práctica totalidad de los aspectos geométricos (y temporales) que configura como son: la longitud de las fallas, su área de ruptura, sus desplazamientos (¿velocidades?), la energía emitida, su espaciado y los tamaños de los bloques (y áreas en superficie) que origina.

Lo realmente importante es que la dinámica no lineal, asociada al proceso de fracturación, está fuertemente acoplada en un amplio rango de escalas espacio-temporales, mucho mayores que las dimensiones a las que estamos habituados (desde micras a decenas de miles de km y desde segundos a cientos de millones de años, 12 órdenes de magnitud en ambos casos). Así, la investigación futura se debería centrar en comprender los orígenes e implicaciones de las correlaciones espacio-temporales y de las pautas dinámicas de este fenómeno, fundamentalmente multiescalar. No se conoce convenientemente si este acoplamiento depende de la estructura mecánica terrestre (y hasta qué profundidad) y si se refleja en las características multifractales que, aparentemente presenta. ¿Existen diferencias entre las pendientes log/log de la distribución de tamaños de las placas principales y de los fragmentos entre fallas que sólo afectan a la corteza superior? La respuesta con una perspectiva matemática dependerá, en cualquier caso, de la información que se pueda aportar desde la cartografía detallada de los patrones de fracturación, y no de meros esquemas tectónicos. Hasta el momento, sólo los estudios sobre diaclasado y, sobre todo, las caracterizaciones hidrogeológicas de medios de baja permeabilidad aportan datos realistas.

De este modo, y aunque no acaben de establecerse los procedimientos de análisis matemático comunes y bien contrastados, las observaciones geológicas parecen indicar la existencia de un acoplamiento efectivo global del proceso geodinámico desde la escala planetaria hasta los procesos de microfracturación. Las consecuencias *geológicas* que se extraen de la multifractalidad de la deformación son realmente trascendentes. Así, no cabe hablar de cuántas son las Islas Filipinas (oficialmente unas 2.000, aunque en los atlas generales no se dibujan más de 20), o de cuánto mide la costa de la Península Ibérica, si la pregunta no viene acompañada de una escala de referencia. Del mismo modo, no es posible medir el espaciado entre fracturas, o determinar el terremoto característico, o en última instancia, determinar cuántas placas hay. Depende de la escala.

Bajo esta perspectiva, convendría conocer qué conceptos tectónicos son invariantes al cambio de escala para hablar y obrar en consecuencia. Quizá el ejemplo más llamativo sea el de los estudios de segmentación de fallas; claramente no son adecuados para caracterizar el objeto que pretenden analizar. En cualquier caso, el concepto “límite de placa” o “intraplaca” también depende en cierta medida, de la escala. Esta idea tiene unas repercusiones muy importantes a la hora de localizar lugares adecuados para el emplazamiento de almacenamientos de residuos radioactivos, Puede que los lugares adecuados (“estables”), dependan también del *pixel* con que se estudien las distintas opciones.

Aunque en corteza oceánica los límites activos aparecen mejor definidos que en corteza continental, la sismicidad en ambos sigue pautas temporales potenciales similares, no apreciándose tampoco diferencias en función del elipsoide de esfuerzos actuante. Los procesos de sismicidad inducida se producen, tanto en zonas “activas” como en las “estables”, indicando que *toda* la corteza superior se encuentra en estado subcrítico. Así, los conceptos de “límite de placa” e “intraplaca” son buenos candidatos a mostrar también invarianza al cambio de escala (cuanto más detallado es un esquema tectónico más *microplacas* o *bloques*, o *terrenos*, aparecen).

Resulta evidente que no podemos considerar “placas litosféricas” a bloques limitados por fallas con tamaños menores al de la potencia de la propia litosfera. Se nos plantea así una cuestión fundamental. Si el proceso de fracturación refleja un cambio significativo en las leyes potenciales que caracterizan las escalas mayores, respecto a las exclusivamente corticales, el propio concepto de “tectónica de placas” se verá reforzado. En caso contrario emergería un nuevo concepto, que involucraría la dinámica de todo el planeta (incluidas atmósfera y biosfera), y en que serían menos relevantes los papeles de, por ejemplo, la astenosfera, y la propia idea de “placa” (si no va acompañado por una *escala*).

### **III. Tectónica activa en la Península Ibérica**



### III.1. EL ESTADO DE ESFUERZOS ACTIVO DEL LÍMITE OCCIDENTAL AFRICA-EURASIA

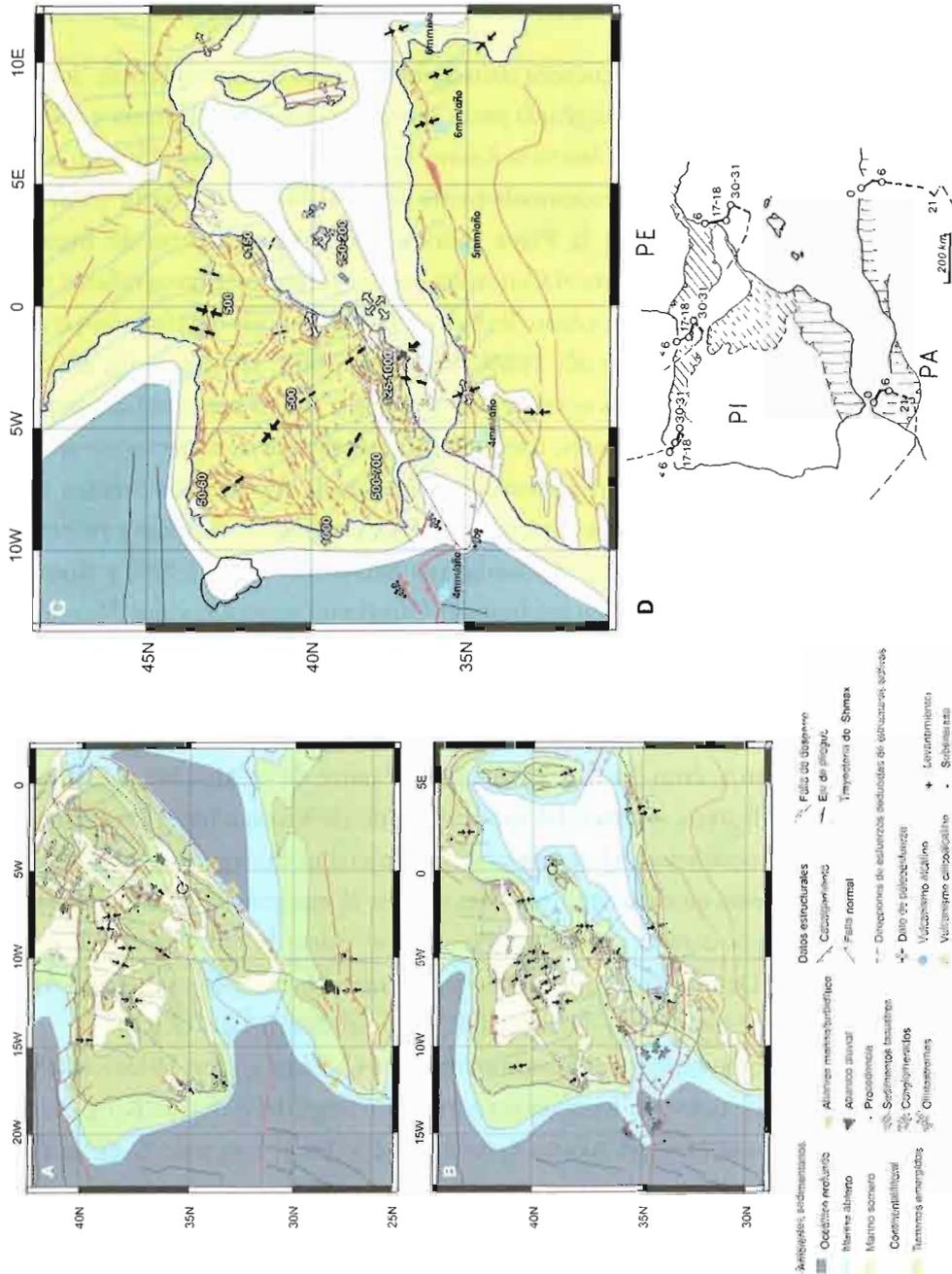
La Península Ibérica se encuentra situada en una zona de convergencia “lenta” (de 2 a 4 mm/año, según la longitud) entre dos placas mayores, Eurasia y África (Argus *et al.*, 1986). La zona de fractura Azores-Gibraltar representa el límite occidental entre estas dos placas aproximadamente desde el Mioceno inferior (cron 6c, 24 m.a), momento en el que la Placa Ibérica pasa a formar parte de Eurasia (Srivastava *et al.*, 1990). Durante el Cenozoico, su evolución paleogeográfica y tectónica está ligada al cierre del océano Tethys y a la orogenia alpina (Savostin *et al.*, 1986; Ziegler, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Andeweg, 2002; Jabaloy *et al.*, 2002).

Los movimientos relativos entre Iberia, Eurasia y África han condicionado la evolución tectónica de sus límites, así como la transmisión de *esfuerzos intraplaca* y las deformaciones que ha experimentado la Península Ibérica. Los eventos tectónicos más recientes (orogenias Pirenaica y Bética) se pueden explicar a partir de las reconstrucciones cinemáticas realizadas por Srivastava *et al.* (1990) y Roest y Srivastava (1991) desde el Cretácico hasta el Oligoceno superior, y por Mazzoli y Helman (1994) desde este periodo hasta la actualidad.

Durante la mayor parte del periodo Cretácico de tranquilidad magnética, la placa Ibérica era independiente. A partir del Cretácico superior hasta el Eoceno superior (84-42 m.a, cron 34-42), pasó a formar parte de la Africana, y el límite de placas África-Eurasia se extendió desde el Golfo de Vizcaya hasta los Pirineos. En el sector más occidental, el desplazamiento inicial es divergente y progresivamente se transforma en desgarre, mientras que en el margen cantábrico hay subducción de corteza oceánica y en los Pirineos se inicia la colisión continental (Ziegler, 1988). De esta forma, el punto triple entre Norteamérica-Eurasia-África cambia desde dorsal-dorsal-dorsal (RRR) a dorsal-dorsal-falla (RRF).

Desde el Eoceno superior al Mioceno inferior (42-24 m.a, cron 18-6c), la Placa Ibérica se movió de nuevo independientemente a lo largo del Surco de King (*King's Trough*) - Pirineos al N y del Azores-Gibraltar, al S. En el Surco de King se produce expansión oceánica, mientras que en la zona pirenaica se alcanza el pico compresivo (orientación NNO-SSE) durante el Eoceno superior (figura 3.1a). La zona de fractura Azores-Gibraltar tuvo un movimiento relativo pequeño hasta el Oligoceno inferior (cron 13, 36 m.a) y desde entonces ha sido extensional cerca de Azores, de desgarre en la Falla Gloria y compresivo al este del Banco de Gorringe. En el Mioceno inferior, se convirtió en el límite de placas activo entre África-Eurasia. La convergencia neógena entre ambas sufrió varios cambios en su orientación (figura 3.1d): NNE desde el Oligoceno superior al Burdigaliense (25,5-16,2 m.a, anomalías 7-5C), NNO desde el Langhiense al Tortoniense inferior (16,2-8,9 ma, anomalías 5C-5) y NO desde el Tortoniense superior hasta hoy en día (8,9-0 ma, anomalía 5 a la actualidad). Una configuración tectónica similar a la actual se alcanzó ya en el Mioceno superior (figura 3.1b y c).

Figura 3.1. Configuraciones tectónicas y esfuerzos transmitidos hacia el Antepaís Ibérico (Andeweg, 2002). a) Eoceno superior. b) Mioceno superior. c) Estado de esfuerzos actual. d) Trayectorias de convergencia Iberia-Eurasia (dibujadas en el borde N hasta 6C) e Iberia-Africa durante el Cenozoico (en el borde S hasta la actualidad). En c) se indican también, en m, el levantamiento Plioceno (Cloetingh et al., 2002) y la velocidad del acercamiento relativo (en mm/año) entre África e Iberia



En la situación presente, la distribución de la actividad sísmica en el sector más sudoccidental de la Placa Eurasiática define un contacto neto con la norteamericana, y algo más difuso con la africana y en el interior de la Península Ibérica (figura 3.2).

Respecto a la distribución de epicentros, los sismos entre Norteamérica-Eurasia son bastante superficiales y la mayoría se origina a una profundidad menor de 30 km. Sin embargo, entre Eurasia-África la profundidad epicentral se incre-

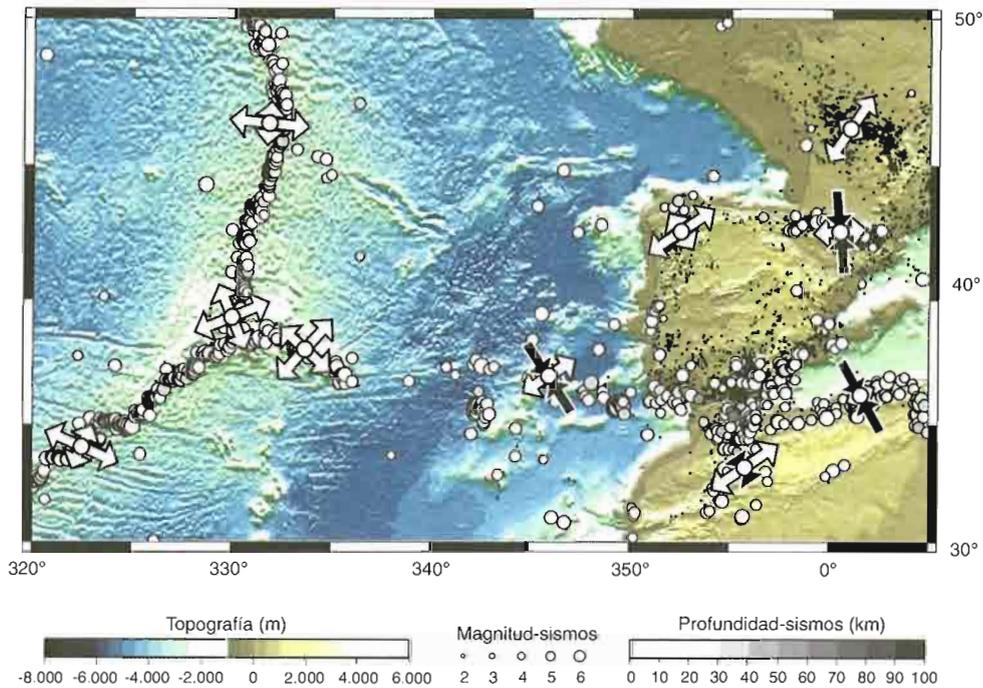


Figura 3.2. Situación tectónica actual entre la Dorsal Centroatlántica y Argelia. Se muestra la distribución de epicentros de terremotos (1980-2002) y las soluciones tensoriales de esfuerzos activos escalados en la horizontal (De Vicente et al., 2000). En blanco: dirección de la máxima extensión. En gris: mínima extensión. En negro: máxima compresión

menta desde el punto triple de Azores, con valores superficiales, hacia el E, con una actividad sísmica principal hasta los 30 km, pero con el desarrollo importante de terremotos a profundidades intermedias e incluso grandes (650 km) (Grimison y Chen, 1986).

El análisis de mecanismos focales de terremotos desde la Dorsal Centroatlántica hasta el límite convergente Eurasia-África mediante métodos de inversión, permite determinar el estado de esfuerzos en los dos límites de placas responsables, en gran medida, del campo de esfuerzos de primer orden que afecta al interior de la Península Ibérica (De Vicente *et al.*, 2000).

La Dorsal Centroatlántica representa el límite divergente entre las placas Norteamericana-Eurasiática y Norteamericana-Africana y sus estructuras activas son fallas normales. Al N del punto triple de Azores tiene una orientación N-S y produce un empuje hacia N96E, y al S del punto triple se dispone hacia el NNE-SSO originando un empuje hacia N114E. La Dorsal queda dividida en sectores que están desplazados por la presencia de fallas transformantes en las que se producen importantes deflexiones en la orientación de los esfuerzos.

La sismicidad en el límite entre las placas Eurasiática-Africana define cuatro sectores geodinámicos diferentes, desde el punto triple de Azores hasta la Península Ibérica (Grimison y Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1988; Kiratzi y Papazachos, 1995): una zona de *divergencia oceánica* en la Dorsal de Terceira, una zona *transformante intra-oceánica*, una zona de *convergencia oceánica* y una zona de *convergencia continental*. Las islas Azores, alineadas según una dirección NO-SE y con un vulcanismo activo son

la expresión superficial de la Dorsal de Terceira. Al igual que en la Dorsal Centroatlántica, las principales estructuras son de tipo extensional y, en este caso, acomodan una extensión hacia N42E.

Desde el extremo S de la Dorsal de Terceira hasta una longitud aproximada de 10° O, se extiende la zona transformante intraoceánica que se caracteriza por la presencia de una zona de fractura, sin actividad sísmica instrumental, en su parte más occidental, la falla Gloria. Más al E se sitúa una zona oceánica con batimetría compleja (Vázquez y Vegas, 2000) en la que la orientación de las estructuras activas es bastante heterogénea y el régimen de esfuerzos es de tipo desgarre con una orientación del esfuerzo horizontal máximo hacia N145E. Finalmente, en las proximidades del contacto entre el margen meridional ibérico y el continente africano se localiza la zona de convergencia continental con una distribución difusa de los epicentros de los terremotos. Se mantiene una orientación media del esfuerzo horizontal máximo en torno a N150E y un régimen de esfuerzos de desgarre, que hacia el N de Argelia se transforma en compresión uniaxial (figura 3.2).

Esta orientación NO-SE y NNO-SSE del esfuerzo máximo compresivo horizontal es la que predomina en Europa occidental, mientras que el régimen de esfuerzos característico es de tipo compresivo a desgarre (Rebai *et al.*, 1992; Müller *et al.*, 1992; Zoback, 1992). Esta dirección, aparentemente uniforme en las trayectorias de esfuerzos, sufre importantes desviaciones en determinadas regiones relacionadas con fallas de primer orden y heterogeneidades corticales. El patrón regional (Zoback, 1992) está condicionado por las fuerzas conductoras del movimiento de las placas tectónicas, concretamente por el empuje de la Dorsal Centroatlántica y la fuerza colisional en el límite convergente Eurasia-África (Zoback *et al.*, 1989; Müller *et al.*, 1992; Grünthal y Stromeyer, 1992). Sin embargo, modelos numéricos de esfuerzos intraplaca en Europa obtienen resultados que se ajustan más a los datos observados al incluir, además, otras fuentes de esfuerzos como son las variaciones laterales de densidad (Gölke y Coblentz, 1996; Andeweg, 2002). Estos modelos cinemáticos han contribuido también en la mejora del conocimiento sobre el rango de magnitudes de esfuerzos tectónicos actuantes (Engelder, 1993), estableciéndose en torno a 10-20 MPa promediados sobre una litosfera de 100 km de espesor (Gölke y Coblentz, 1996).

Dentro de la Península, trabajos más detallados indican que la mayor parte está sometida a una compresión NO-SE que se ha mantenido prácticamente constante desde el Mioceno superior (Galindo Zaldívar *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000) (figura 3.1b y c) (figura 3.3). Este campo de esfuerzos es, sin embargo algo más complejo, ya que se observan variaciones en las trayectorias y permutaciones entre los ejes del tensor de esfuerzos. Hacia la parte noroccidental de la península se produce un

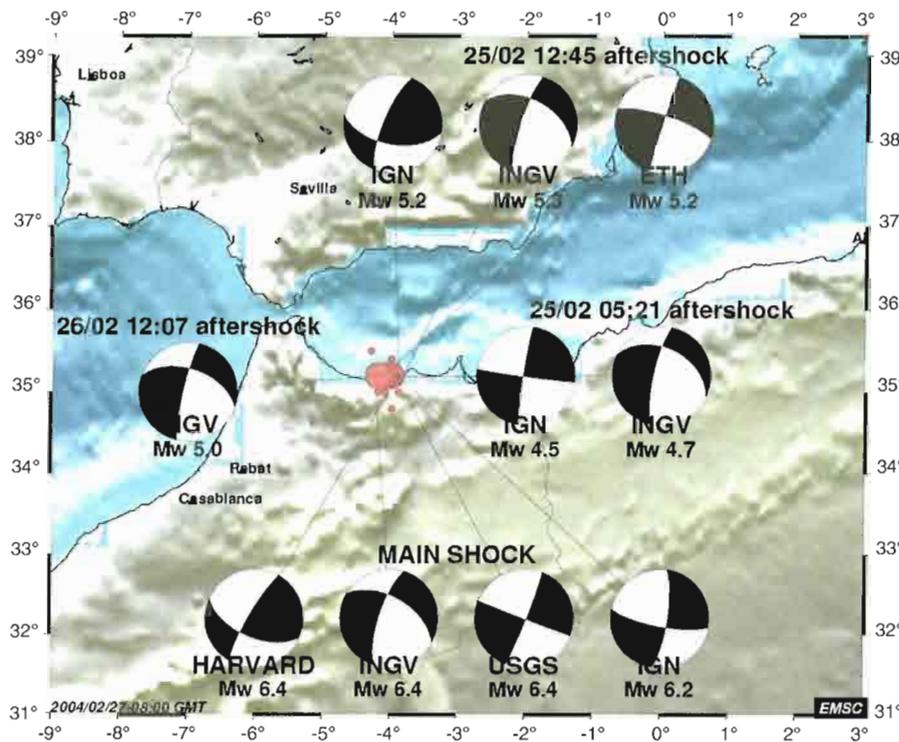


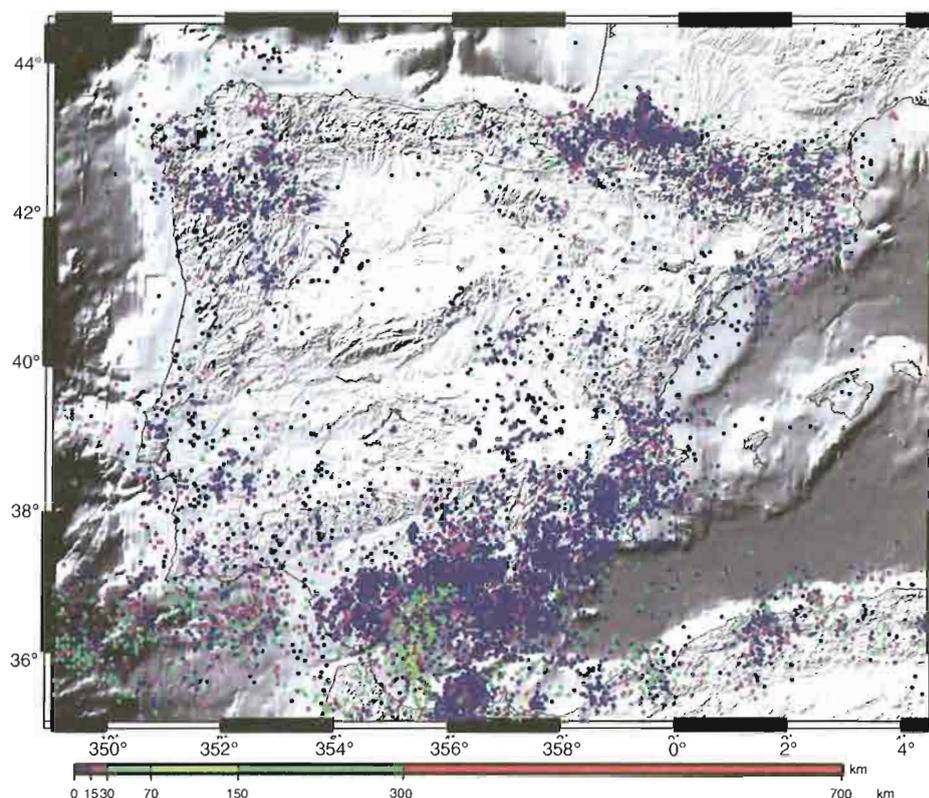
Figura 3.3. Mecanismos focales de los terremotos ocurridos en Marruecos en febrero de 2003. Estos mecanismos focales muestran una dirección de acortamiento según NO-SE (EMSC, 2004)

giro horario del esfuerzo máximo compresivo horizontal hacia N-S y NE-SO que afecta a los Pirineos, a la Cuenca del Ebro y al Surco de Valencia (Goula *et al.*, 1999; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000; Jurado y Müller, 1997; Schindler *et al.*, 1998). Dentro de este ambiente compresivo, es necesario destacar la coexistencia de sectores con un régimen de tipo extensional como son, parte de la Cadena Ibérica y el Surco de Valencia (Schindler *et al.*, 1998; Herraiz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2000).

### III.2. TECTÓNICA ACTIVA Y SISMOTECTÓNICA DEL ANTEPAÍS IBÉRICO

El proceso de deformación intraplaca de la Península Ibérica continúa hoy en día con las mismas pautas que las descritas, en todas las cuencas y cadenas, para el Mioceno superior-Plioceno. La persistencia del acortamiento NO-SE (y N-S en el borde septentrional), la gran cantidad de estructuras (fallas) favorablemente orientadas para moverse bajo este campo de esfuerzos, unidas a unas bajas tasas de deformación, condicionan una actividad sísmica que refleja -para un corto intervalo de tiempo- la deformación tectónica en el antepaís ibérico. Los terremotos grandes son infrecuentes, aunque no pueden excluirse, en la zona y la deformación tectónica se suele revelar en eventos de magnitud pequeña y moderada ( $m < 5$ ) (figura 3.4). En el entorno intraplaca de la Península Ibérica, la sismicidad muestra una distribución geográfica muy amplia y difusa.

Figura 3.4.  
Distribución de epicentros de terremotos en la Península Ibérica



La zona con mayor actividad sísmica es actualmente el NO y el O peninsular, aunque los terremotos ocurren también, con menos frecuencia, en todo el resto de la zona. Una gran parte de la sismicidad aparece en forma de series sísmicas; secuencias de varios terremotos con magnitud similar, que no corresponden al esquema más común de un único terremoto principal con réplicas, como fueron recientemente las series de Lugo, de mayo del 1997 ( $m \leq 5,2$ ), y de Zamora en febrero del 2003 ( $m \leq 4,3$ ).

Debido a la baja tasa de deformación, los tiempos de retorno para terremotos moderados son relativamente grandes (y mayores aún para los grandes). Eso indica que la distribución irregular de la actividad sísmica instrumental probablemente no representa bien las características de la deformación sísmica en periodos mayores (geológicos). Aun así, se observan unas pautas muy congruentes entre el patrón de fracturación y la distribución epicentral de la sismicidad instrumental, que indican la necesidad de cartografías muy de detalle para poder construir un mapa de fallas potencialmente activas realista. En el O peninsular, las alineaciones epicentrales coinciden con el patrón de fallas activas durante la mayor parte de las deformaciones cenozoicas. En la zona oriental predominan las alineaciones NO-SE que parecen ser muy recientes (Plio-Cuaternario).

Para los últimos terremotos importantes se han estimado mecanismos focales que indican la dirección del movimiento en fallas activas. Estos estudios evalúan

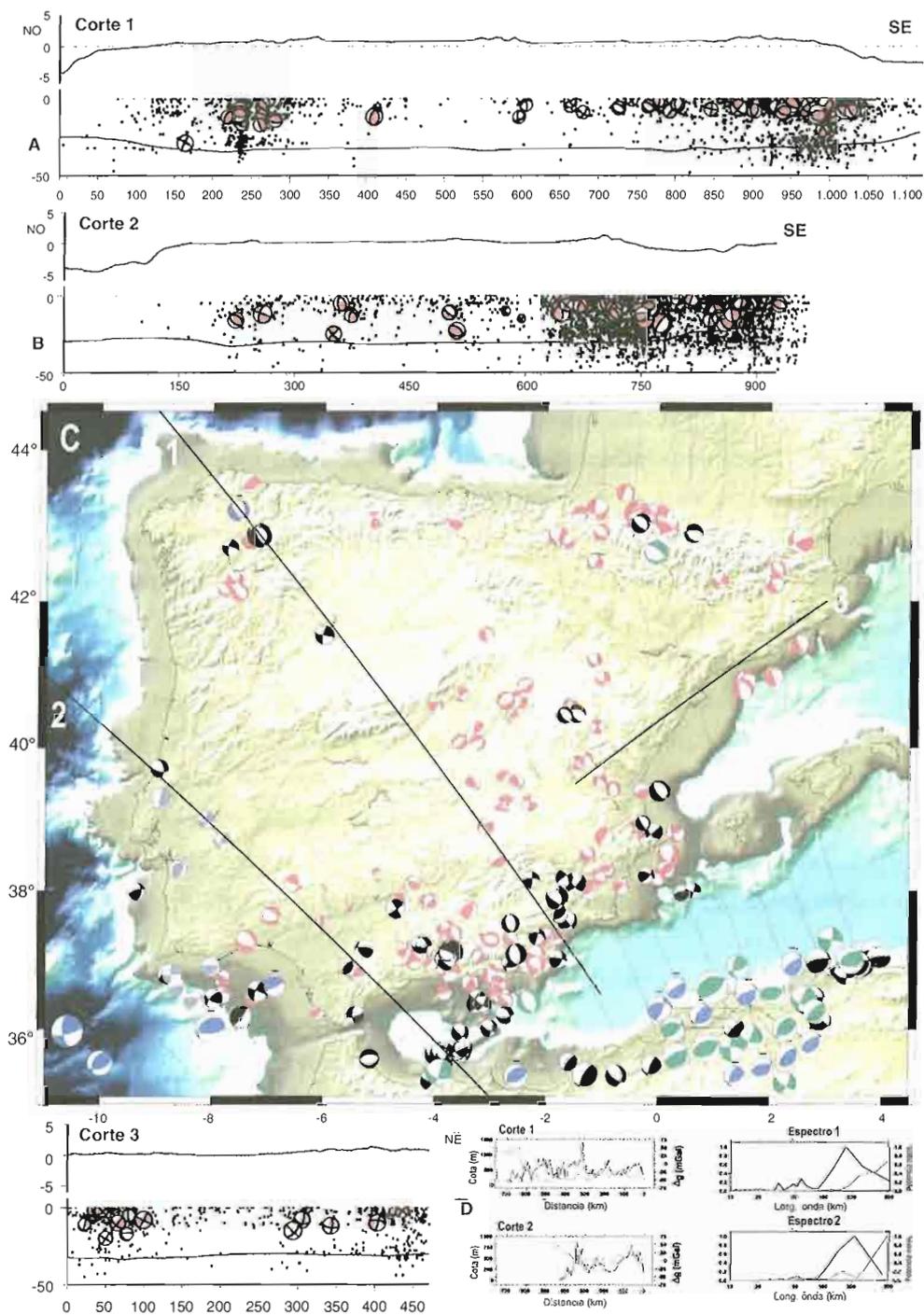
o la distribución espacial de las primeras llegadas compresivas y dilatacionales (CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000), o las formas completas de sismogramas regionales en periodos intermedios (inversión del tensor momento sísmico, Stich *et al.*, 2003). A partir de los mecanismos focales se pueden deducir las orientaciones de la máxima compresión y extensión en el volumen de la fuente sísmica, reflejando la orientación de los esfuerzos tectónicos en la corteza a profundidades no-superficiales que son inaccesibles para observaciones directas. Los análisis de mecanismos focales muestran una gran variedad en los tipos de fallas activos, lo que resulta congruente con un campo de esfuerzos regional de tipo desgarre, común en las zonas de antepaís (figura 3.5a,b,c,d). Así, serían activas fallas inversas (cabalgamientos) NE-SO, los desgarres dextrosos ESE, los sinestrosos NNO y las fallas normales NO-SE.

La correspondiente orientación NO-SE del esfuerzo máximo horizontal es consistente con las observaciones directas en fallas recientes (Herraiz *et al.*, 2000; Andeweg *et al.*, 1999), y confirma que la convergencia de las placas africana y eurasiática es la causa principal de la sismicidad en el entorno intraplaca de la Península Ibérica. En cualquier caso, en las poblaciones de mecanismos focales de las que se dispone, y al contrario que en las observaciones geológicas, son más abundantes las soluciones de falla normal que las de falla inversa. Como consecuencia, la inversión de esfuerzos de mecanismos focales arroja resultados promedio de los tensores activos próximos a extensión uniaxial en dirección NE-SO. Dado que las soluciones disponibles hoy en día de la deformación sismogénica en el Antepaís Ibérico son relativamente escasas, cubriendo tan solo un corto intervalo de tiempo y unas pocas estructuras, no se puede obtener una conclusión realista respecto a esta diferencia.

Una complejidad añadida resulta de los procesos extensionales ligados a flexiones anticlinales del basamento y/o de la corteza superior, que pueden producir campos de fallas normales NE-SO, como las del Henares, del Tajuña y del Jarama en la Cuenca de Madrid, con soluciones tensoriales que indican extensión NO-SE y claras evidencias paleosísmicas (dos eventos importantes en los últimos 350.000 años) (Giner, 1996). La sismicidad instrumental dibuja una clara concentración de epicentros asociables a estas estructuras (figura 3.4).

En la Cadena Ibérica, el Surco de Valencia y en la Cadena Costera Catalana, sólo se conocen mecanismos focales de tipo normal subparalelos a las directrices Ibéricas (NO-SE), que indican una máxima extensión horizontal NE-SO (“bética”) ortogonal al proceso de *rift* en el Surco de Valencia durante el Mioceno inferior. Los tensores activos calculados indican una clara extensión triaxial, por lo que pueden también moverse fallas normales NE-SO, como la Falla de El Camp en la Cadena Costera Catalana, que muestra la ocurrencia de tres sismos importantes en los últimos 125.000 años (Masana *et al.*, 2001). Es de destacar la ausencia de terremotos instrumentales que se relacionen con esta estructura. La sismicidad en el

Figura 3.5. Mecanismos focales y trayectorias de SHMAX (ver explicación en texto)



sector SE de la Cadena Ibérica aparece claramente alineada según direcciones NO-SE que incluso atraviesan la Fosa de Teruel. Los mecanismos focales indican también el movimiento de fallas normales NO-SE (Stich *et al.*, 2003). Alineaciones similares se aprecian en el límite Cadena Ibérica-Cuenca de Madrid y en la Llanura Manchega.

Entre el Sistema Central y Sierra Morena aparece una sismicidad muy difusa que, hacia occidente, se concentra al S de la Cuenca de Badajoz (figura 3.4). Al N de Sevilla se dibuja una clara alineación a lo largo de la *Falla de Zufre* de dirección NNO-SSE a NO-SE. El borde S de Sierra Morena representa el límite de esta sismicidad. Según estudios microtectónicos (Herraiz *et al.*, 2000), el estado de esfuerzos sería aquí netamente compresivo, activando fallas inversas subparalelas al contacto Cuenca del Guadalquivir-Sierra Morena, sin excluir efectos flexionales como los descritos en la Cuenca de Madrid que podrían activar también fallas normales NE-SO.

En contraste, la Cuenca del Duero muestra la menor actividad sísmica de todo el Antepaís Ibérico. Es también, la zona menos deformada durante las compresiones cenozoicas, gracias a la transferencia de la deformación en el borde N hacia el Sistema Central (en sus tramos español y portugués) a lo largo del sistema de fallas de Vilarisa-Braganza.

Los sistemas de fallas de Vilarisa-Braganza, de Regua Verín y del Eo tienen una clara actividad neotectónica (Cabral y Ribeiro, 1988) y alineaciones epicentrales muy evidentes que se aprecian en toda la fachada atlántica. De entre estas alineaciones cabe señalar la que aparece a lo largo de la sierra de Montejunto, sobre todo en su contacto con la Cuenca de Leiría, también con evidencias de actividad neotectónica (Curtis, 1999). El cabalgamiento S de la Sierra de Gata (la Falla de Ponsul) muestra también actividad cuaternaria (Dias y Cabral, 1989) sin actividad sísmica instrumental.

Así, son ya abundantes las evidencias de actividad paleosísmica muy reciente (menos de 5 ma) en muchos sectores del Antepaís Ibérico, tanto en zonas en las que la actividad sísmica instrumental o histórica ha sido muy baja, como en otras en la que esta ha sido moderada. La actividad sísmica en la Península Ibérica, aunque evidentemente originada por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática, no se limita al actual contacto entre las placas mayores, los terremotos ocurren, aunque con una menor tasa de actividad, en casi todo el entorno intraplaca del Antepaís Ibérico, lo que indica una deformación tectónica actual muy distribuida y aporta una evidencia adicional de la dinámica de esta zona, tal y como se manifiesta en los procesos tectónicos recientes.

### III.3. MEDIDAS DIRECTAS DE DESPLAZAMIENTOS

En la orientación de los esfuerzos en zonas intraplaca, y en especial del esfuerzo máximo horizontal ( $\sigma_{HMAX}$ ) influye de manera importante el tipo de límite, la geometría, el tamaño, y la tasa de velocidad relativa en los bordes de las placas. Los tipos de límite, geometría y tamaño, pueden ser analizados con información geofísica, básicamente sismicidad, sísmica de bajo ángulo, gravimetría y magnetismo.

En lo que se refiere a las velocidades relativas entre placas se pueden estimar desde puntos de vista diferentes, entre los que destacan los estudios de paleomagnetismo y reconstrucciones de la dinámica de placas, mientras que en los desplazamientos actuales solo es posible calcularlos mediante la aplicación de técnicas geodésicas. Existen diferentes proyectos, como el denominado “Dinámica de la corteza” (NASA), que busca establecer tasas de movimiento por medición directa, usando técnicas tradicionales de VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*) y SLR (*Satellite Laser Ranging*). El desarrollo tecnológico ha puesto al servicio de las investigaciones geodinámicas las posibilidades del Sistema de Posicionamiento Global NAVSTAR, más conocido como GPS. Diseñado para uso militar, es una constelación de satélites puesta en marcha por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos, con especiales capacidades en cuanto a precisión, continuidad, sistema de referencia común, velocidad, tiempo, y sin limitaciones climáticas.

En este apartado haremos una breve síntesis de las trayectorias relativas de las Placas Euroasiática, Norteamericana, Africana e Iberia desde los 154 ma (anomalía Magnética M25) hasta los 9.9 ma (anomalía Magnética M5). Estos trabajos se basan en la reconstrucción de las posiciones de las placas obtenidas a partir de los datos paleomagnéticos de las citadas placas.

Las medidas de desplazamientos en la Península son escasas (e.j. Castellote *et al.*, 2000; Giménez *et al.*, 2000), y, aunque existen proyectos que mejorarán el estado del conocimiento (Proyecto AMIGO, Martín Dávila *et al.*, 2001), no existen trabajos de medidas sistemáticas de posiciones mediante GPS en la Península. Por este motivo desde la última variación importante en el movimiento relativo entre las placas Africana y Eurasia (9.9 m.a) hasta la actualidad, realizaremos un cálculo de los vectores de acercamiento para el entorno de la Península Ibérica en una malla de 2°·2°. Para ello utilizaremos el modelo teórico NUVEL1A que proporciona los movimientos relativos de 12 placas mayores respecto a la posición de puntos calientes en el manto.

### III.3.1. Trayectorias de placas desde reconstrucciones de anomalías magnéticas

*El movimiento de la microplaca Ibérica respecto a Europa.* El movimiento de la microplaca Ibérica respecto a Europa durante la apertura del Oeste Atlántico ha sido discutido por diferentes autores (Srivastava *et al.*, 1990; Roest y Srivastava, 1991; Rosenbaum *et al.*, 2002). Sintetizando, los movimientos de Iberia respecto a Eurasia se resumen en la figura 3.6 donde se observa que durante el periodo Jurásico medio – Cretácico inf. (170 – 120 ma) el límite entre ambas placas acomoda más de 200 km de movimiento lateral izquierdo. Posteriormente se produce una reorganización cinemática debido a la apertura del Golfo de Vizcaya durante la CNS (120-83 ma), que produce un movimiento transpresivo en los

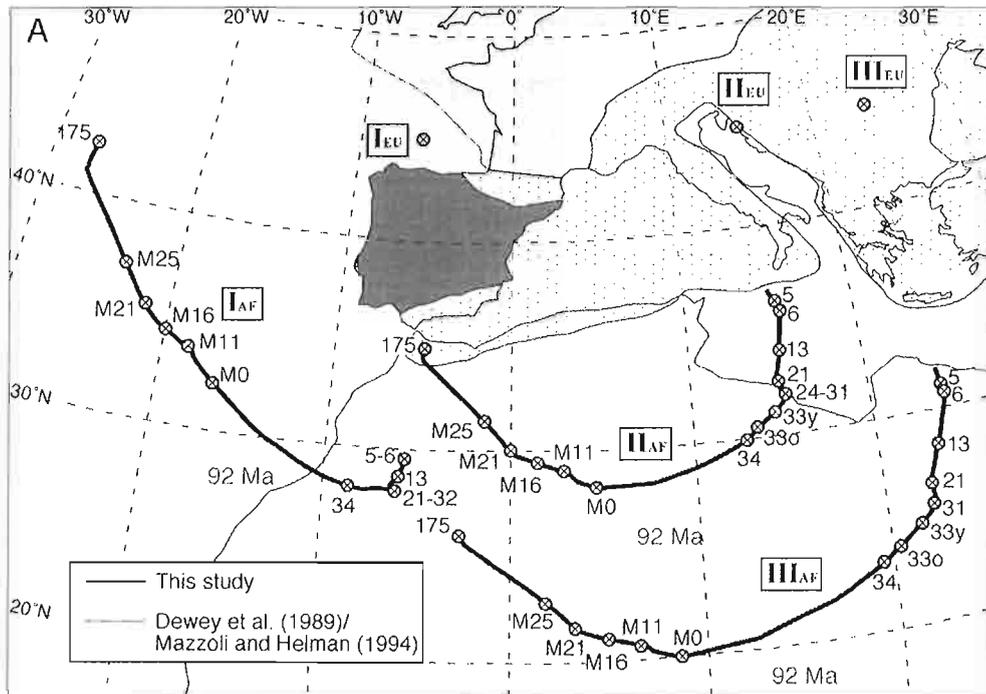


Figura 3.6. Trayectorias de movimiento relativo de tres puntos de África respecto a Europa en función del tiempo (Modificado de Rosenbaum et al., 2002)

Pirineos, con un acercamiento estimado de 115 km y un movimiento lateral izquierdo no bien constreñido. El movimiento relativo de Iberia respecto a Eurasia pasa a ser netamente convergente a los 83 ma y cesa en la Isocrona 31, durante un periodo de 10 a 15 ma (hasta la isocrona 25). Rosenbaum *et al.* (2002) proponen un movimiento independiente de Iberia durante el Eoceno, con transpresión en el límite N de Iberia y desplazamiento lateral derecho (60 a 70 km) entre las anomalías 24-21 (55-46 ma) seguido por una convergencia final hasta el Oligoceno.

*El movimiento de África respecto a Europa.* Se sintetiza en la figura 3.6, con las trayectorias de tres puntos, definiéndose tres etapas:

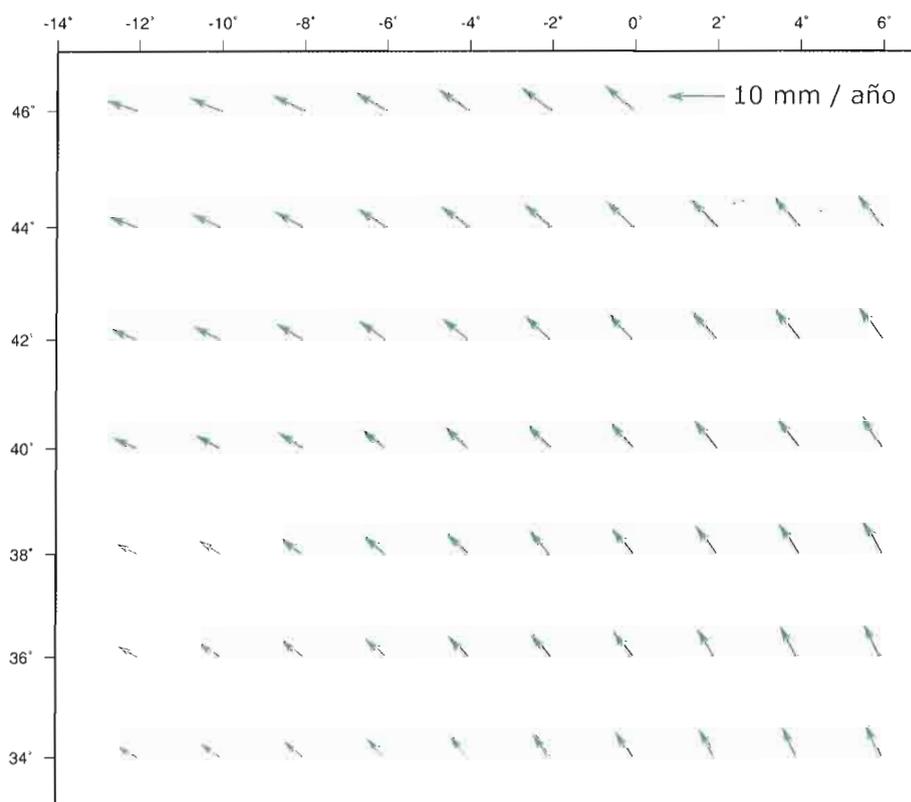
- a) Movimiento lateral izquierdo desde el Jurásico superior al Cretácico inferior, que cambia a convergencia relativa entre las isocronas M0 y 34 (CNS).
- b) Dos periodos de convergencia rápida entre las isocronas M0 y 31 (120-67 ma), que termina con una bajada de la velocidad en los periodos 67-65 ma (cese de la convergencia durante 10 a 15 ma). El otro periodo de rápida convergencia se produce entre las isocronas 25 (55 ma), donde se alcanzan los valores mayores de acercamiento durante el Eoceno-Oligoceno.
- c) Posteriormente la convergencia ha disminuido significativamente desde la isocrona 6 (19.2 ma), con un cambio en la orientación, que pasa a ser NNW-SSE desde la isocrona 5 (9.9 ma).

### III.3.2. Datos actuales de vectores de acercamiento (Modelo NUVEL-1A)

Los estudios globales y modelos teóricos proveen información general sobre los vectores de desplazamiento de las grandes placas litosféricas. El modelo NUVEL-1 (DeMets *et al.*, 1990) se seleccionó como modelo de referencia, siguiendo los estándares del IERS para garantizar la condición de no rotación de la malla del ITRS (International Terrestrial Reference System) con respecto a la corteza. Este modelo describe el movimiento de 12 placas asumidas como rígidas y difiere significativamente de modelos globales anteriores. Un campo de velocidades fue construido usando NNR-NUVEL1.

El modelo NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994), actualmente en uso, es un modelo recalibrado del NUVEL-1, determinado mediante la multiplicación de las velocidades angulares por una constante (0.9562), resultado de las revisiones de la escala de tiempo geomagnético, y por comparación de mediciones geodésicas espaciales. No obstante recientes publicaciones sugieren la necesidad de dividir una placa de Europa Occidental de la placa Euroasiática, debido a diferencias relativas entre ambas, a las cuales no es sensible el modelo NUVEL-1A. Por este motivo este modelo no deja de ser un modelo teórico, probablemente no exacto, pero que marca las condiciones de contorno bajo las cuales se produce la deformación actual en el interior de la Península Ibérica (figura 3.7).

Figura 3.7.  
Vectores de velocidad entre las placas Africana y Euroasiática para el entorno de la Península Ibérica en una malla de 2°-2° según el modelo teórico NUVEL-1A. (DeMets *et al.* 1994)



Según este modelo el vector de acercamiento entre África y Europa Occidental tiene una magnitud inferior a 10 mm/año y una orientación NO-SE en la Península Ibérica. No obstante, y en función de la posición respecto al polo de rotación, ambas variables cambian. De este modo la magnitud de la velocidad aumenta de E a O y en menor medida de S a N, y la orientación pasa a ser ENE-OSO hacia el margen atlántico peninsular.

### III.3.3. Movimiento entre Marruecos y la Península obtenido a partir de medidas de GPS

Recientemente hay algunos trabajos que a partir del registro continuo de medidas GPS han permitido calcular la posición de los vectores de Euler para el movimiento relativo de las placas Africana, Euroasiática y Arábica (McClusky *et al.*, 2003). Este trabajo presenta variaciones significativas con respecto al Modelo NUVEL-1A en el Mediterráneo Oriental, pero en el Mediterráneo Occidental presenta valores parecidos. Así calcula una orientación NW-SE y una magnitud de 4.5 mm/año para el vector de acercamiento de África respecto a Europa cerca de Gibraltar y una magnitud de 4.6 mm/año y orientación N50°W para las proximidades de Rabat (figura 3.8).

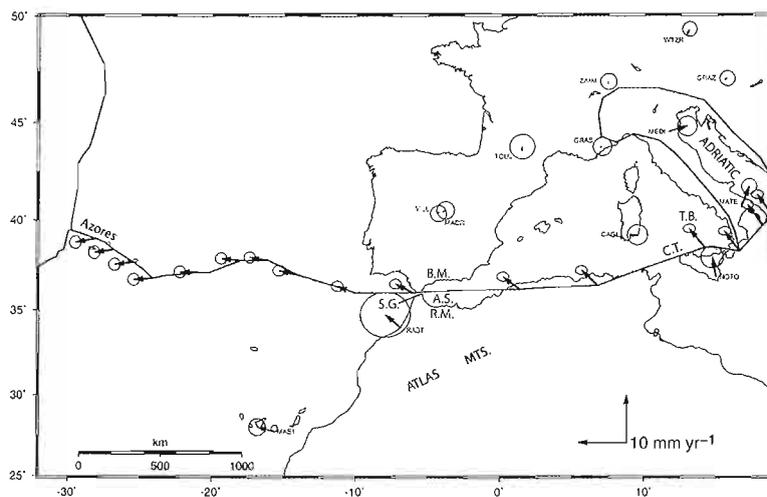


Figura 3.8. Movimientos relativos de África respecto a Eurasia en el Mediterráneo Occidental y Atlántico Oriental obtenidos mediante medidas por GPS por McClusky *et al.*, 2003). Los vectores muestran los vectores de velocidad y las elipses correspondientes al 95% del intervalo de confianza (modificado de McClusky *et al.*, 2003)



## **IV. Evolución de la tectónica Cenozoica de la Placa Ibérica**



#### IV.1 PRINCIPALES DISCONTINUIDADES (HERCÍNICAS) PREVIAS A LA DEFORMACIÓN CENOZOICA

En la estructura cortical de la Península Ibérica las rocas con edades comprendidas entre el Proterozoico (Neoproterozoico) y el Paleozoico superior (pre-Pérmico) constituyen un basamento sobre el que se apoya una cubierta de sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos de potencia variable. Debido a los procesos tectónicos recientes las rocas del basamento afloran fundamentalmente en la mitad occidental de la Península Ibérica, constituyendo el denominado Macizo Ibérico o Hespérico, y en el interior de las tres cordilleras alpinas; Pirineos, Cordillera Ibérica y Cordilleras Béticas, que se localizan en los sectores septentrional, oriental y meridional de la Península (figura 4.1).

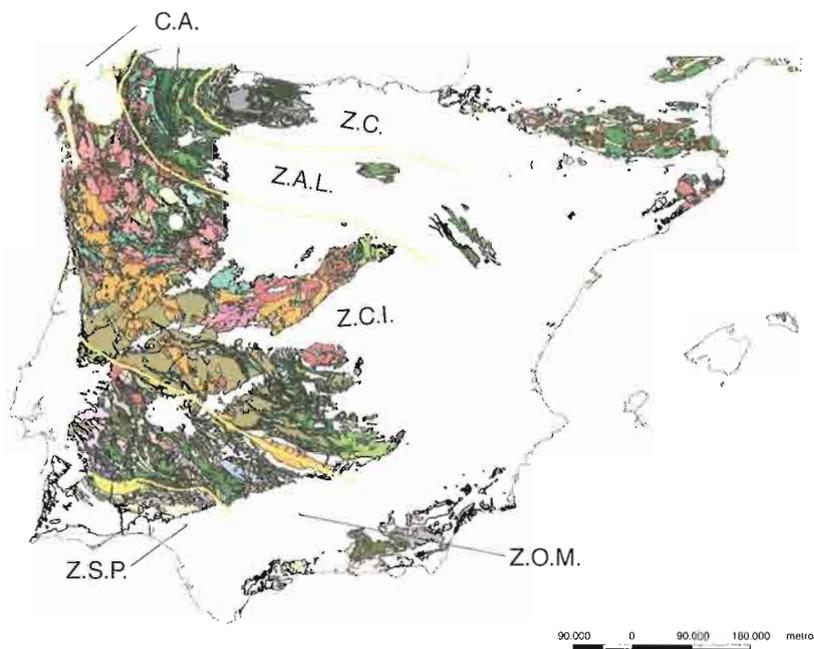


Figura 4.1.  
Esquema del  
basamento prepérmico

Las rocas del basamento muestran evidencias de haber sido fuertemente deformadas (plegadas y fracturadas) durante el Carbonífero superior, es decir, durante el ciclo orogénico Hercínico o Varisco. Durante este periodo también tuvieron lugar importantes procesos metamórficos y magmáticos que afectan en mayor o menor medida a las rocas pertenecientes al Macizo Ibérico.

Algunas de las principales estructuras desarrolladas durante el ciclo Varisco condicionan el desarrollo de las estructuras tectónicas que se formaron durante los ciclos orogénicos posteriores, debido al carácter de basamento que adquieren las rocas del Macizo Ibérico. Algunas de las cuencas de sedimentación y de las estructuras tectónicas principales desarrolladas durante el ciclo orogénico Alpino, e incluso, algunas estructuras con actividad tectónica reciente están condicionadas

por estructuras variscas previas. Por consiguiente, es relativamente importante analizar y establecer qué estructuras variscas han sido capaces de condicionar los procesos tectónicos recientes.

En los siguientes capítulos se comentan brevemente las principales estructuras tectónicas susceptibles de condicionar el desarrollo de las estructuras tectónicas activas. Para ello se analizan las estructuras variscas desarrolladas durante las etapas orogénicas paroxismales y las estructuras tardiorogénicas.

### *Estructuras sinorogénicas*

El Macizo Ibérico se ha dividido tradicionalmente en varias zonas (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972) en función de las características paleogeográficas y estructurales de sus materiales. En la figura 4.1 están representados esquemáticamente las zonas del Macizo Ibérico: Zona Cantábrica (ZC), Zona Asturocidental Leonesa (ZAOL), Zona Centroibérica (ZI), Zona de Ossa Morena (ZOM) y Zona Surportuguesa (ZSP). Como se puede observar en la figura 4.1 las estructuras tectónicas principales (e.g. cabalgamientos, zonas de cizalla, fallas, pliegues, foliaciones, etc.) tienen habitualmente una orientación NNO-SSE que sólo cambia de trazado en la parte más septentrional del Macizo Ibérico y en el Arco Astúrico, donde pasan a ser N-S e incluso NNE-SSO. Por consiguiente, existen numerosas estructuras previas de origen sinorogénico con orientación NNO-SSE. La dirección principal varisca (NNO-SSE) condiciona la *fábrica* de la corteza en la Península Ibérica y deberá considerarse cuando se analicen las discontinuidades recientes y se traten de establecer las posibles estructuras activas, especialmente en la mitad occidental de la Península.

Las principales características de las estructuras tectónicas desarrolladas durante la orogénesis Varisca para cada una de las zonas son las siguientes (figura 4.2):

- a) La Zona Centroibérica constituye el núcleo central del Macizo Ibérico y es la zona de mayor extensión. Se caracteriza desde el punto de vista tectónico por el desarrollo de grandes pliegues con plano axial vertical (dominios central y meridional) y tumbados (dominio septentrional). Estos pliegues llevan asociados foliaciones de plano axial que siguen un trazado NNO-SSE a N-S. No existen grandes discontinuidades en el interior de esta zona, excepto en el cuadrante septentrional de la Península (Galicia y norte de Portugal) donde sobre los materiales de la ZCI se superponen mediante cabalgamientos muy tendidos varias unidades de rocas máficas y ultramáficas (complejos de Cabo Ortegal, Tuy, Braganza, etc.). Estas unidades aloctónas están limitadas en algunas zonas por fallas y zonas de cizalla de carácter normal, muy verticales, que podrían constituir o generar discontinuidades susceptibles de reactivaciones neotectónicas. En resumen, en esta zona no existen discontinuidades variscas susceptibles de reactivaciones, excepto las

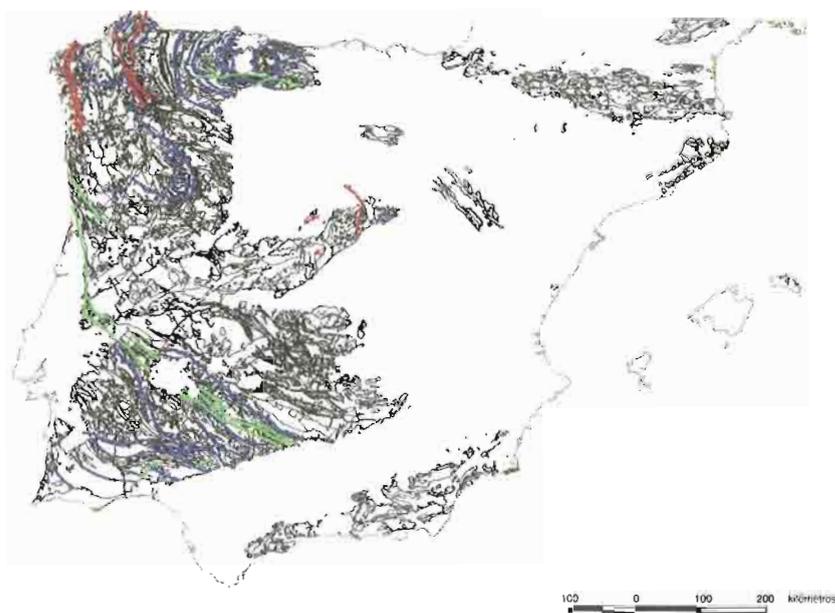
zonas de cizalla subverticales de la zona de Galicia. No obstante existe una fábrica (pliegues, foliaciones, etc.) subvertical y de trazado NNO-SSE que debe ser tenida en consideración en los análisis de la corteza Ibérica.

- b) La rama norte del Macizo Ibérico tiene menor extensión que la zona central, aunque los materiales de esta rama afloran también en la Cordillera Ibérica y los Pirineos. Esta rama comprende las zonas Cantábrica y Asturocidental Leonesa (figura 4.1) y se caracteriza por el desarrollo de numerosos mantos de cabalgamiento con vergencia hacia el NNE, por medio de los cuales se produce una importante traslación de materiales hacia el NE (figura 4.2). Los planos de cabalgamiento, inicialmente subhorizontales, se encuentran en la actualidad, verticales o subverticales, como resultado de las etapas finales de deformación varisca y de la deformación alpina posterior, lo que les hace susceptibles de ser analizados desde el punto de vista de su posible reactivación.

Sin embargo, los perfiles sísmicos de reflexión profunda realizados en esta región no muestran evidencias claras de que se prolonguen hacia el interior de la corteza (ver, por ejemplo, Álvarez-Marrón et al., 1995; Martínez-Catalán et al., 1995); no obstante, sí que aparecen algunas discontinuidades subverticales y poco profundas bien definidas en relación con estas estructuras en algunas zonas de la costa próxima a Asturias. En esta región se localizan también varias zonas de cizalla normal con buzamiento elevado (e.g., falla de Vivero, Valdoviño, Allande, etc., figura 4.2) que siguen trazados N-S a NNO-SSE (figura 4.2), que al igual que las de la Zona Centroibérica serían susceptibles de investigación, ya que sus reactivaciones posteriores podrían generar estructuras de carácter neotectónico.

- c) La rama sur del Macizo Ibérico agrupa las zonas de Ossa Morena y Surportuguesa. Al igual que en la rama norte en estas regiones aparecen numerosos cabalgamientos, pero en este caso con vergencia hacia el SO, que conllevan la traslación y superposición de unidades hacia el SO. Los datos geológicos y la información geofísica más reciente (perfiles sísmicos de reflexión profunda Iberseis) indican la existencia de varias discontinuidades corticales importantes. Hay que destacar: la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, un importante desgarramiento con movimiento sinestrorso, trazado NNO-SSE y alto buzamiento, que representa una discontinuidad de primer orden; el contacto mediante cabalgamiento entre las zonas de Ossa Morena y Surportuguesa, que aunque más tendido que la estructura anterior, representa una discontinuidad cortical importante entre dos unidades diferentes y todo el sistema de cabalgamientos vergentes al SO. En resumen, todas estas estructuras de trazado NNO-SSE (figura 4.2) deben considerarse, a priori, en este estudio.

Figura 4.2.  
Esquema de las  
principales dis-  
continuidades  
variscas sinorogé-  
nicas



#### *Estructuras tardi-orogénicas*

La orogenia Varisca, desarrollada por la colisión e interacción entre las masas continentales de Gondwana, Laurentia y Báltica, culmina con la formación de un edificio orogénico que se extiende a lo largo del área del Atlántico Norte. Estas cadenas de montañas permiten la formación de un gran supercontinente que engloba las unidades continentales citadas. El edificio orogénico Varisco comienza a destruirse a partir de finales del Carbonífero, ya que desde este periodo y especialmente durante el Pérmico comienza un nuevo ciclo orogénico, cuyas primeras etapas se relacionan con un ciclo de fragmentación continental. Esta fragmentación continental produce en la corteza Ibérica numerosas fracturas, inicialmente desgarres y posteriormente fallas normales, que tendrán gran repercusión en la evolución posterior de la Península ya que dan origen a estructuras corticales de primer orden, además y asociados con esta etapa de fragmentación continental se produce la intrusión de diques y pequeños cuerpos magmáticos y, finalmente, algunas erupciones volcánicas y procesos hidrotermales (*e.g.* González-Casado *et al.*, 1996).

Para tratar de identificar la posición de las principales fracturas tardivariscas se han superpuesto varias capas de información. *a)* En primer lugar, se ha considerado el trazado de las principales fracturas que afectan a los materiales variscos; *b)* también se han establecido los trazados de las principales fracturas consideradas como tardihercínicas en los trabajos clásicos (*e.g.* Arthaud y Matte, 1975 y 1977; Capote, 1982; etc.); *c)* se han representado las posiciones de las principales cuencas y depósitos de materiales del Carbonífero Superior y del Pérmico y, por últi-

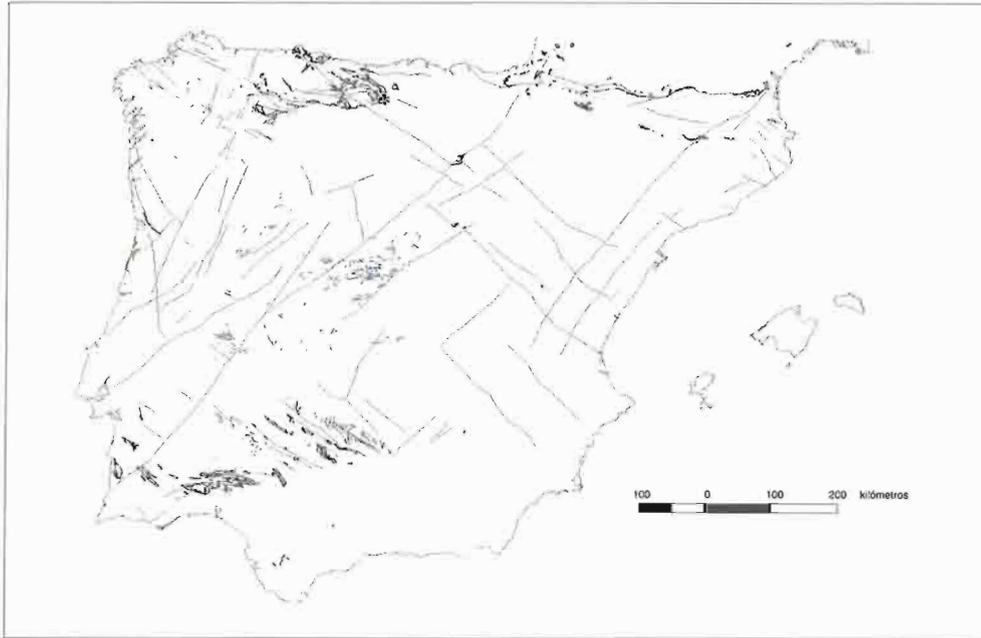


Figura 4.3. Esquema de las principales discontinuidades variscas tardiorogénicas (en color rojo), localización de las intrusiones magmáticas tardías (en color azul en el mapa), y posición de los depósitos postorogénicos (carbonífero superior-Pérmico)

mo, d) se ha representado la posición de los diques intruidos en el Macizo Ibérico durante este intervalo. Todo ello ha permitido establecer el trazado de las principales fracturas tardivariscas (figura 4.3) que se pueden agrupar en tres grandes conjuntos de orientaciones:

- a) Las fracturas con trazado E-O se localizan principalmente en el arco Astúrico (e.g. Falla de León, Villablino, etc.) y en el margen de los Pirineos. Estas fracturas son las más antiguas dentro de las Tardivariscas, ya que controlan el desarrollo de las cuencas del Estefaniense y del Pérmico inferior. Tradicionalmente se les asocia un desplazamiento sinistrorso y se relacionan con un episodio tectónico de carácter transtensivo que dio lugar a pequeñas cuencas con forma en semigraben. Algunas de estas fallas han sido reactivas durante el ciclo Alpino y al sur del arco Astúrico se observa en la actualidad como sus reactivaciones producen pequeñas superposiciones de materiales paleozoicos sobre cenozoicos.
- b) El sistema de fracturas NE-SO está representado por varios sistemas de fallas que se caracterizan por su gran desarrollo longitudinal, un desplazamiento importante (de decenas de metros a kilómetros), movimiento sinistrorso e importancia cortical. Desde el margen oeste de la Península y hacia el este se han identificado:
  - b1) El sistema de fallas de Galicia - Tras os Montes. Este sistema de fallas se extiende desde el norte de Portugal hasta el límite de Galicia y Asturias. Son fallas con movimiento sinistrorso, que no tienen depósitos Carbonífero-Pérmicos asociados, excepto en la zona de Asturias, aun-

que si existen sistemas de diques con su misma orientación y otros asociados con su desplazamiento (figura 4.3). Estas fracturas son discontinuidades corticales de primer orden y han rejugado durante el Cenozoico, ya que controlan el desarrollo de varias cuencas terciarias en Galicia y muchas de ellas, si no todas, son activas ya que controlan gran parte de la sismicidad del NW Peninsular (e.g. De Vicente et al., 2000; González-Casado y Giner-Robles, 2000).

- b2) El sistema de fallas de Plasencia, Ciudad Rodrigo, borde N y S del Sistema Central y Logroño. Son también fallas con movimiento sinestrorso, que apenas tienen depósitos Carbonífero-Pérmicos asociados, salvo en la zona en el sector de enlace entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central, pero si varios sistemas de diques (figura 4.3). Una de estas fracturas, Plasencia-Logroño, divide en dos mitades la Península Ibérica (figura 4.3) y como muestran los modelos topográficos parece prolongarse hasta el sur de Francia. Como se muestra en la figura 4.4, donde se han superpuesto el trazado de estas fracturas sobre el mapa de anomalías de Bouguer, estas fracturas delimitan bloques corticales y son de gran importancia en la estructuración actual de la corteza Ibérica. En la actualidad son fallas subverticales, con movimientos inversos cerca de la superficie, ya que superponen materiales del basamento varisco sobre materiales mesozoicos y cenozoicos, y con importante actividad sísmica asociada.
- b3) El sistema de fallas del Segre y de Requena - Mora. Al igual que en el caso anterior estas fallas controlan el espesor de la corteza en el cuadrante NE de la Península (figuras 4.3 y 4.4). Son también fallas con actividad sísmica asociada y que en la actualidad presentan movimientos inversos.
- c) El sistema de fracturas con dirección NO-SE es especialmente importante en una banda que discurre desde el límite entre Asturias y Galicia hasta el Golfo de Valencia (figura 4.3). A este conjunto pertenecerían las fallas de Ventaniella, Noribérica, Ateca-Castellón y Hespérica. Estas fallas son muy rectilíneas, con movimiento dextrorso y al igual que en el caso anterior con saltos entre decenas de metros y 4 - 5 kilómetros, tienen asociadas pequeñas cuencas Estefanienses-Pérmicas y algunos diques en la zona de Galicia (figura 4.3). Estas fallas son responsables de la estructuración de la Cordillera Ibérica, y como se muestra en la figura 4.4 la falla de Ventaniella y el sistema de fallas paralelas a ésta en la Cordillera Ibérica (fallas de Ateca-Castellón y Hespérica) controlan el espesor de la corteza en esta región y son, por consiguiente, algunas de las principales estructuras corticales de la Península. Estas fallas jugaron un importante papel durante

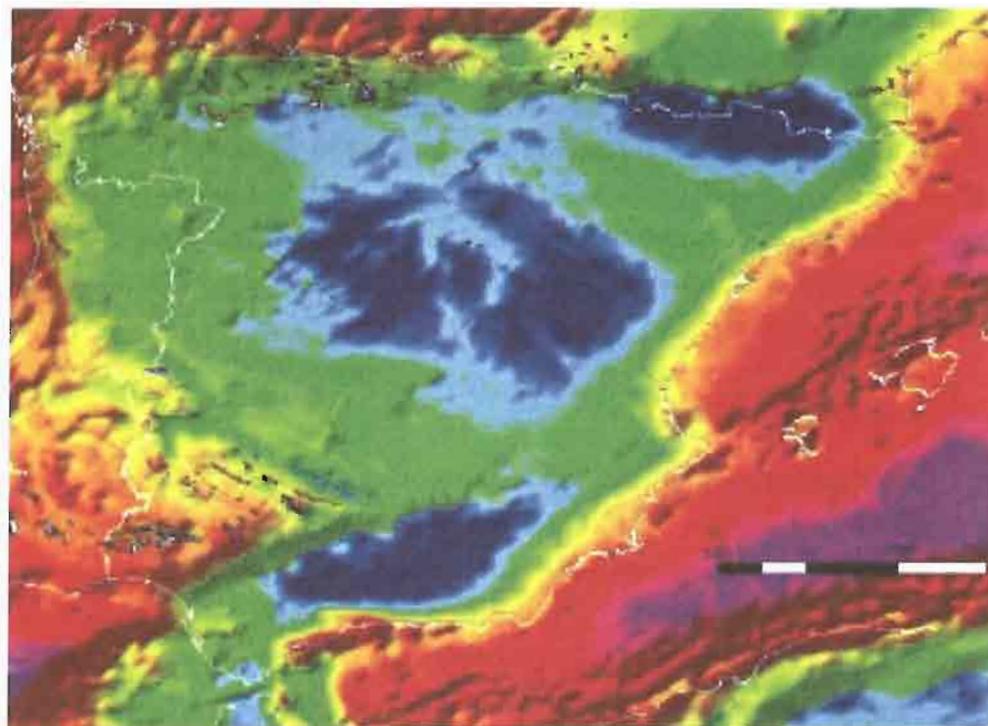


Figura 4.4. Esquema de las principales discontinuidades variscas tardiorogénicas (en color rojo), localización de las intrusiones magmáticas tardías (en color azul en el mapa), y posición de los depósitos postorogénicos (carbonífero superior-Pérmico) representados en el mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (ver capítulo 5)

el Mesozoico y Cenozoico controlando la formación de la Cordillera Ibérica e incluso de pequeñas cuencas sedimentarias en la zona de Galicia. En la actualidad, estas fracturas están jalonadas por gran cantidad de epicentros sísmicos, lo que indica su carácter activo durante el Cenozoico sus desplazamientos fueron también en dirección. En el sector sur del Macizo Hespérico también se observa este sistema de fallas, en este caso con menos longitud, donde están asociadas con cuencas sedimentarias paleozoicas y con sistemas de diques. En este caso los datos gravimétricos no parecen indicar que tengan una importancia cortical tan marcada como las descritas anteriormente.

#### IV.2. EVOLUCIÓN CENOZOICA DE LA PLACA IBÉRICA: TIPOS Y DISTRIBUCIÓN DE CUENCAS Y CADENAS

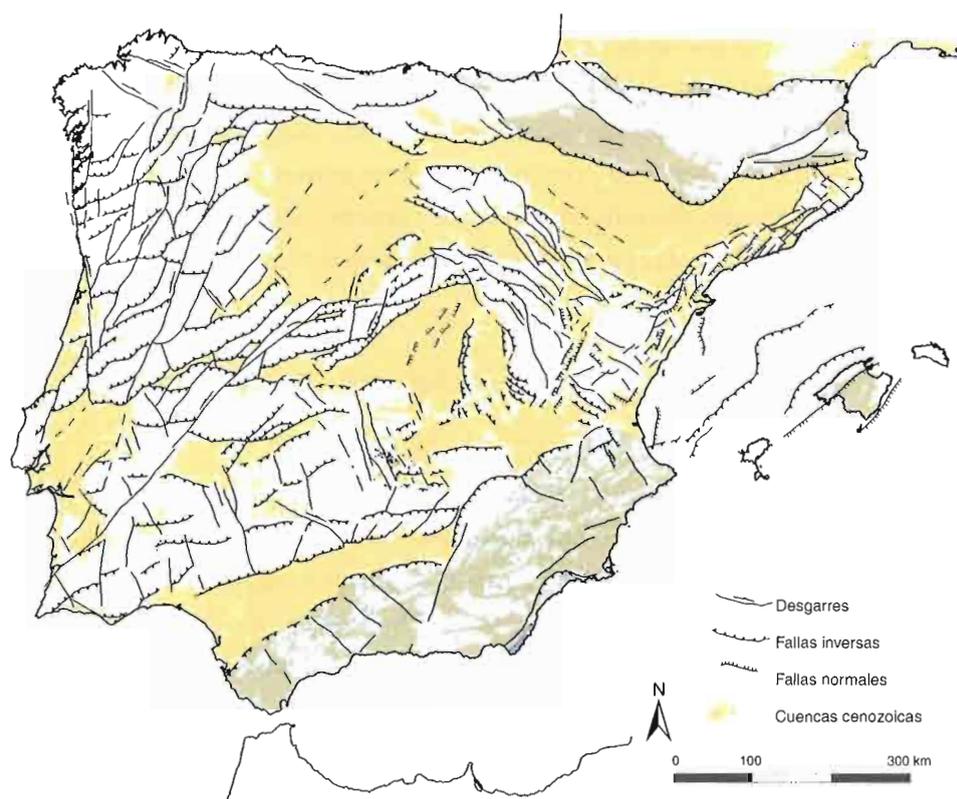
Los esfuerzos tectónicos se mantienen constantes en orientación y características a lo largo de miles de kilómetros en el interior de las placas, por lo que cualquier discontinuidad mecánica previa, no necesariamente una falla en inicio, favorablemente orientada respecto a dicho campo de esfuerzos, nucleará la deformación. Naturalmente, la intensidad de los esfuerzos, las condiciones reológicas, el acoplamiento mecánico entre orógeno y antepaís y los procesos de erosión, transporte y sedimentación, juegan un papel muy importante en los estilos finales de las deformaciones, tanto en los orógenos, como en las zonas intrapla-

ca. En el caso de la Península Ibérica, las deformaciones del Antepaís Cenozoico parecen haber sido relativamente intensas, permitiendo no sólo la inversión del *rift* Mesozoico de la Cadena Ibérica, si no también la construcción de una serie de cadenas importantes en el Macizo Ibérico, que había permanecido a salvo de los procesos extensionales anteriores. En este proyecto, haremos un especial hincapié en las zonas de Antepaís (intraplaca), ya que son éstas, al ser menos activas que los orógenos, las localizaciones mas adecuadas para el emplazamiento de instalaciones nucleares.

#### IV.2.1. Rasgos generales

La Península Ibérica aparece hoy conformada por la amalgama de dos placas menores, la Placa Ibérica y parte de la de Alborán, que han sido relativamente independientes durante el Cenozoico y que han terminado finalmente aprisionadas entre dos placas mayores: la Africana y la Euroasiática. Esta compleja situación tectónica, unida a las distintas etapas de acoplamiento mecánico entre las placas involucradas y a la diferente reología entre el oriente y el occidente peninsulares, ha producido un patrón del relieve (ver epígrafe 6.4) y una distribución de cuencas y cadenas cenozoicas característicos (figura 4.5), muy diferentes de los de otras áreas del Antepaís Alpino de Europa Occidental.

*Figura 4.5.  
Mapa de síntesis  
de las principales  
fallas de primer  
orden y principa-  
les cuencas cenozoicas de la  
Península Ibérica*



Dado su tamaño, cuantía de deformación reciente y grado de conocimiento geológico, el interior peninsular es un auténtico laboratorio natural para entender las interacciones entre las fuerzas lejanas, ligadas a los procesos tectónicos fundamentales acaecidos en los bordes de las placas, y la formación y evolución de cuencas y cadenas de Antepaís.

La integración de datos geofísicos, estratigráficos del relleno de las cuencas, de análisis macroestructurales y de paleoesfuerzos, junto a aportaciones recientes de los análisis termo cronológicos de baja temperatura, permiten abordar en la actualidad la construcción de buenos modelos de los procesos de deformación, erosión y sedimentación cenozoicos que repercuten en el relieve del interior peninsular.

El tipo de estructuras que articulan este proceso son netamente compresivas, abundando los cabalgamientos y las fallas de desgarre asociados a un acortamiento generalizado N-S (figura 4.6). La apertura neógena del Surco de Valencia ha sobreimpuesto un carácter extensivo a buena parte de la zona oriental de la Península, mientras que en el Sistema Central, en la Sierra de Guadalupe-Montánchez o en el Cabalgamiento N de la Cuenca de El Bierzo, continuaba la compresión regional.

El patrón de deformación muestra unas pautas muy constantes de orientaciones de fallas (ver capítulo 8), aunque localmente aparezcan con sentidos de movimiento contrapuestos o predominen unas sobre otras. Las fallas NO-SE, N-S y NE-SO resultan especialmente ubicuas, presentando un gran recorrido con longitudes de



*Figura 4.6.  
Mapa de síntesis  
de las principales  
fallas de primer  
orden de la  
Península Ibérica*

traza ocasionalmente superiores a varios centenares de km y con movimientos predominantes en dirección (e inverso, sobre todo en las NE-SO). Son también muy características las E-O, aunque, con la excepción del cabalgamiento cantábrico S, aparecen muy segmentadas por las anteriores y muestran, por tanto, trazas mucho menores. Además, el movimiento predominante en estas fallas E-O es cabalgante (figura 4.6).

Los numerosos estudios realizados sobre la complejidad estructural y reactivación de poblaciones de fallas indican un origen previo al acortamiento cenozoico para la mayoría de las fallas, sobre todo en el Antepaís. No obstante, se comprueba también que la deformación compresiva alpina, con una tasa de acortamiento comprendida entre un 10 y un 20 %, ha sido capaz de removilizar el conjunto de fallas descritas, de modo que la mayor parte de los desplazamientos de las estructuras variscas observables son compatibles con el acortamiento N-S de edad cenozoica. En el caso de la Cadena Ibérica y de las Montañas Cantábricas, resulta patente que la inversión del *rift* mesozoico se produce a favor de las fallas normales generadas durante la extensión. Pero la compresión cenozoica fue también capaz de deformar el Macizo Ibérico, no extendido en la etapa anterior. Queda pues por dilucidar qué proceso generó las estructuras que, por una parte, nuclearon las deformaciones compresivas posteriores y, por otra, no se activaron durante la extensión mesozoica.

También queda aún por evaluar el modo en que el basamento varisco acomoda la deformación cenozoica. Dentro de las fases "tardías", tradicionalmente asociadas al ciclo Varisco, aparecen pliegues, generalmente E-O, de gran longitud de onda con poca o ninguna esquistosidad, compatibles con el acortamiento N-S Cenozoico.

Desde hace 9 ma, y coincidiendo con una reestructuración de primer orden en las pautas sedimentarias de las cuencas cenozoicas del Antepaís Ibérico (Calvo *et al.*, 1993), el acercamiento Eurasia-Iberia respecto a África gira hacia una orientación más NO-SE, que contribuye a mantener el edificio estructural anterior, cambiando algunos sentidos de movimiento en las fallas más importantes. Así, las NE-SO muestran cabalgamientos pliocenos y las NO-SE actúan como normales (Vegas y Rincón, 1996), facilitando por ejemplo, la actividad volcánica en Campo de Calatrava.

Los estudios sismotectónicos recientes en la Península Ibérica han conseguido también establecer las características del tensor de esfuerzos activo, así como las orientaciones de las fallas que es capaz de activar, indicando la continuidad del proceso de deformación hasta el presente.

Si se tiene en cuenta su recorrido, tanto los desgarres como los cabalgamientos más importantes deben afectar a buena parte de la corteza. Por su parte, la presencia de ondulaciones con longitudes de onda superiores a varios centenares de km indica que, también el manto litosférico acomoda el acortamiento relativo entre

Eurasia, Iberia y África (Cloetingh *et al.*, 2002; Teixell *et al.*, 2003). La interacción de estos procesos de deformación con los agentes externos (erosión, sedimentación) no es en absoluto despreciable, ya que en determinadas condiciones se producen retroalimentaciones amplificadoras de los efectos tectónicos.

Este tipo de dinámica, desarrollada a lo largo de los últimos millones de años, es la responsable por ejemplo, de la distribución regular de las cuencas hidrográficas de la vertiente atlántica ibérica.

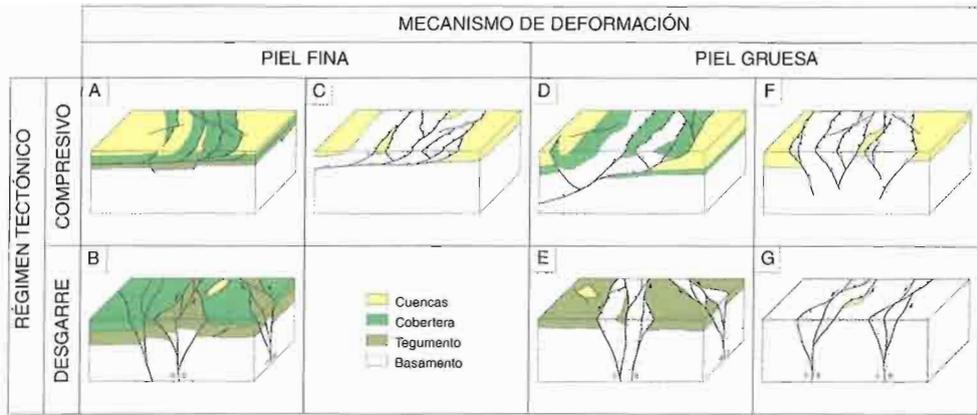
Otra característica importante de la fracturación en la Península Ibérica (sobre todo en el Macizo Ibérico), es su intensa penetración en un rango de escalas muy amplio (ver capítulo 8). Las condiciones de afloramiento y su movilidad cenozoica imprimen una estrecha correspondencia entre las fallas y la topografía peninsulares. Esta relación tiene como consecuencia la producción de un relieve muy estructurado, que muestra también propiedades invariantes al cambio de escala.

#### IV.2.2. Estilos de deformación y subdivisiones de las cadenas y cuencas cenozoicas de antepaís

Las cadenas intraplaca (todas excepto Pirineos y Béticas) de la Península Ibérica ofrecen un auténtico muestrario de los posibles tipos estructurales que pueden aparecer en zonas de Antepaís (las de mayor interés para el CSN y Enresa). Por un lado, la presencia o ausencia de cobertera, correspondiente fundamentalmente a la secuencia Mesozoica, produce dos conjuntos de cadenas bien diferenciados. Así, en la parte oriental y coincidiendo con la localización del *rift* Mesozoico de la etapa tectónica anterior, se desarrollan las cadenas relacionadas con la Cadena Ibérica, y en las que, aunque la deformación implica al basamento (Salas *et al.*, 2001; Guimerá, 2004), aparecen despegues en la cobertera y suponen una neta inversión tectónica. En contraposición, la ausencia de cobertera y de tegumento en la parte occidental excluye la inversión, por lo que las deformaciones cenozoicas se desarrollaron sobre una zona con una reología más homogénea, lo que produjo una pauta de distribución de cadenas y cuencas bastante regular, desde la Cordillera Cantábrica al N hasta Sierra Morena al S (figura 4.5).

En estas cadenas sin cobertera se pueden distinguir varios tipos de estructuras dependiendo de la naturaleza del basamento y de su posición respecto a las grandes flexiones litosféricas y corticales (Cloetingh *et al.*, 2002), que parecen acompañar su formación. Estas estructuras corresponden a: *pop-ups* y *pop-downs* afectando hasta la parte superior del manto litosférico (Gredos) o sólo a la corteza superior (*pop-up* de Los Ancares y *pop-down* de El Bierzo); *rampas monoclinales* con la formación de una cuenca en el labio hundido (Sierras de Guadalupe-Montánchez); *sistemas de cabalgamientos imbricados de piel gruesa* en el extradós de los pliegues litosféricos y cuencas de tipo *piggy-back* (Borde N de Somosierra-Guadarrama. Sierras del N de

Figura 4.7. Bloques diagramas (sin escala) de los distintos tipos de cadenas del Antepaís Ibérico descritos en la tabla 4.1. Según el mecanismo de deformación se contemplan los estilos tectónicos de piel fina y piel gruesa. En función del régimen tectónico se dividen las relacionadas a una tectónica mayoritariamente compresiva o de desgarre



Portugal); *cabalgamientos imbricados de piel fina* en zonas de basamento con esquistosidad varisca subhorizontal (cabalgamientos imbricados de Honrubia-Sepúlveda en el extremo nororiental del Sistema Central) (figura 4.7).

En las cadenas con un tegumento potente y/o una cobertera aparecen, también, cabalgamientos imbricados que implican al basamento y cabalgamientos de piel fina (s.s.), generalmente imbricados a favor de facies plásticas. Del mismo modo, la deformación se puede acumular en un cabalgamiento principal (rampa monoclin) o bien elevar o hundir zonas triangulares (limitadas por dos cabalgamientos de vergencias contrarias). Asimismo, la Cuenca de Almazán constituye un buen ejemplo de cuenca *piggy-back* (Guimerá, 2004).

Aparte de todos estos condicionantes reológicos, el tipo de deformación aporta también una serie de características estructurales, produciendo del mismo modo,

Tabla 4.1. Tipos de cadenas del Antepaís Ibérico y ejemplos referidos en el texto en función del mecanismo de la deformación y del régimen tectónico

		MECANISMO DE DEFORMACIÓN			
		PIEL FINA		PIEL GRUESA	
		CON DESPEGUE EN LA COBERTERA	CON DEFORMACIÓN EN EL BASAMENTO	CON TEGUMENTO	SIN TEGUMENTO
RÉGIMEN TECTÓNICO	COMPRESIVO	Sierra de Bascañana (1) Sierra de Altamira (2)	Arco Montalbán C. ib (4) Sector Oriental SCE (5)	Cameros-Demanda (5) Sector Intermedio SCE (7) S. Montejueto (P) (8)	S. de Gredos SCE*(12) Montes de Toledo*(13) Cadenas NO*(14) S. de Guadalupe (15) S. de Gata (16) S. Morena (17) Serra da Estrella (P) (18)
	DESGARRE	R. Castellana C. ib (3)		Enlace SCE-C. Ibérica (9) C. Costero Catalana (10) R. Aragonesa C. ib (11)	Sist. F. Pontevedra* (19) Sist. F. As Ponteas* (29) Sist. Falla Villança (P)* (21) Sist. Falla Plasencia (22) Sist. F. Regua-Verín* (23)
		ORIGEN DE LOS ESFUERZOS		Pirenaicos (*con actividad neógena) Béticos	

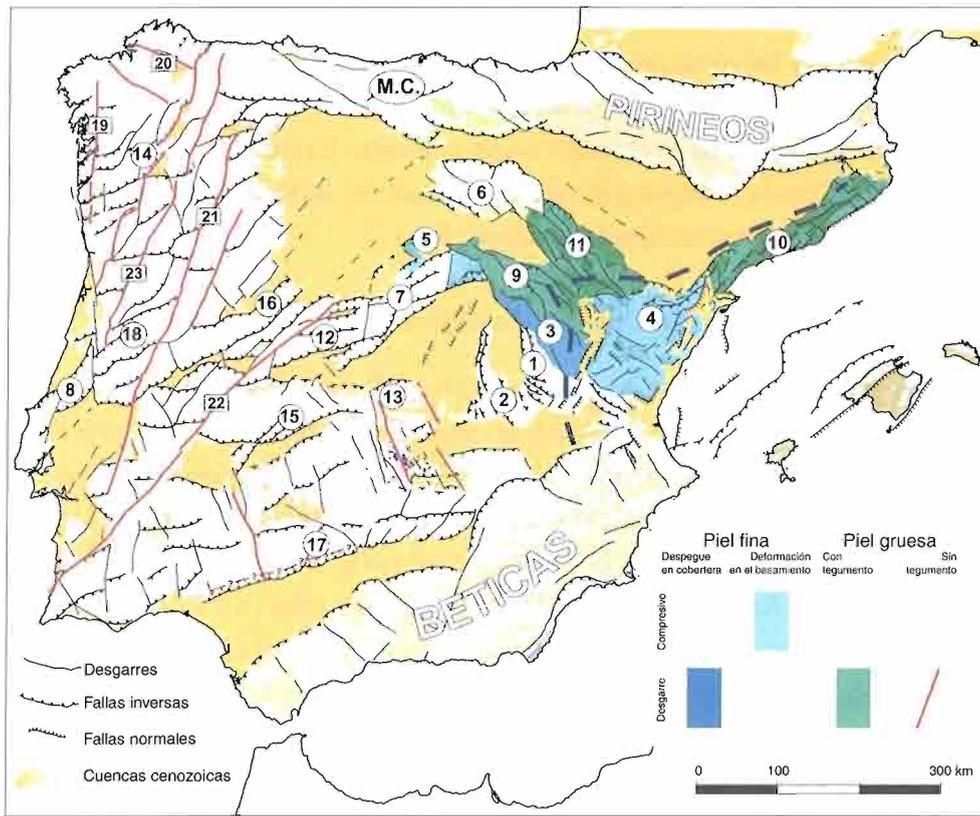


Figura 4.8. Situación de las principales cadenas del Antepaís Ibérico (la numeración coincide con la de la tabla 4.1)

distintos tipos de cadenas. Exceptuando las extensiones neógenas asociadas al sector levantino y al sistema de fosas de Teruel, las cadenas del interior peninsular son el resultado de esfuerzos compresivos (compresión uniaxial y desgarre). Si bien la mayoría son polifásicas, actuando a lo largo del cenozoico bajo diferentes campos de esfuerzos (Liesa, 1999), se pueden diferenciar las que muestran un tipo de deformación predominantemente transpresiva (sistema de fallas de Vilariça-Braganza) de las que tienen un carácter netamente compresivo, asociado a cabalgamientos (Unidad de Cameros-Demanda). No obstante, las estructuras individuales que se desarrollan, sobre todo con cobertera, pueden llegar a ser indistinguibles, por lo que todavía está en discusión el porcentaje que se debe a uno u otro proceso en amplios sectores de la Cadena Ibérica (Guimerà, 1988; Simón, 1984, 1990; Rodríguez Pascua y De Vicente, 1998; Muñoz Martín y De Vicente 1998).

Con todas estas restricciones y consideraciones, puede aún construirse una clasificación general de las cadenas del Antepaís Ibérico como la que se sintetiza en la tabla 7.1 y en las figuras 4.7 y 4.8.

#### IV.2.3. Evolución geodinámica cenozoica de la Placa Ibérica

Dados el grado de deformación y la relación estrecha entre el proceso geodinámico global y la evolución tectónica de las zonas de Antepaís, en muchos casos

es más sencillo establecer las relaciones entre los eventos principales y el Antepaís, que entre estos y las zonas orogénicas. Resulta así conveniente repasar las principales configuraciones tectónicas y las reestructuraciones de primer orden ocurridas durante el Cenozoico en el límite occidental entre Eurasia y África, que hayan podido incidir en la configuración tectónica final del interior peninsular (la más susceptible para almacenar residuos radioactivos).

#### IV.2.4. La colisión Iberia-Eurasia. Deformaciones Pirenaica e Ibérica

Una parte importante de la convergencia entre Eurasia, Iberia y África se amortiza en el interior peninsular. En este sentido, hay que tener en cuenta que el límite convergente se sitúa primero al N, entre el inicio del Terciario y el final del Oligoceno, y después al S, desde el inicio del Mioceno hasta la actualidad. De este modo, el interior de la Península Ibérica constituyó el Antepaís para la Orogenia Pirenaica y es el Antepaís de la Cordillera Bética. Los esfuerzos tectónicos originados en estos dos procesos, junto con el empuje de la dorsal centroatlántica, han quedado registrados como las deformaciones cenozoicas que han dado lugar a la distribución de cuencas y cadenas del Antepaís Ibérico (Vegas y Banda, 1982).

El basamento del Bloque Ibérico se consolidó durante la Orogénia Varisca, y fue sometido posteriormente a una serie de eventos de deformación frágil, entre los que destacan: la fracturación postvarisca, asociada a los últimos episodios de extensión postorogénica y a la creación de cuencas estefanienses, y la fracturación extensiva mesozoica, asociada a la ruptura de la Pangea, que separó Iberia primero de África y después de Norteamérica. Esta última fracturación afectó sobre todo a su parte oriental, con el desarrollo de un *rift* intracontinental de dirección NO-SE (el *Rift* Mesozoico Ibérico). Estos procesos extensionales continuaron hasta el Cretácico medio, cuando la Placa Ibérica se separó de Eurasia abriéndose el Golfo de Vizcaya.

Durante el Cretácico superior y el Paleógeno, el borde N de la Placa Ibérica se situó más hacia el SE de su posición inicial, adquiriendo un carácter fundamentalmente convergente hasta la formación de la Orogenia Pirenaica al final del Oligoceno. Directamente relacionados con este "límite N" se pueden considerar: *a*) la formación de la Cadena Pirenaica mediante un proceso de subducción de tipo A con polaridad hacia el N y la consiguiente colisión continental; *b*) el establecimiento de un proceso de subducción muy limitado de tipo B (inactivo al bloquearse la colisión en el segmento pirenaico, entre el comienzo del Oligoceno inferior y el Oligoceno medio (Vergés *et al.*, 1995) con polaridad hacia el S, que dio lugar a la formación de la *fosa norte-española* y al inicio de la inversión del margen mesozoico cantábrico.

Como consecuencia de este proceso, el interior peninsular se vio sometido a unos esfuerzos intraplaca con una máxima compresión N-S a NE-SO (esfuerzos "pirenaicos" e "ibéricos") (Muñoz Martín y De Vicente, 1998. Liesa 1999) que produ-

ieron la inversión del *rift* de la Cadena Ibérica —en realidad una zona de debilidad cortical favorablemente orientada y subparalela al límite N— dando lugar a una cadena de tipo “intermedio” (Julivert *et al.*, 1972) que debió absorber parte de la deformación pirenaica y en la que el zócalo aparece claramente involucrado (Salas *et al.*, 2001). Otra parte de la convergencia parece haber sido acomodada hacia el O por medio de un cabalgamiento intracortical con polaridad N, que debe considerarse como una continuación “intraplaca” con la misma polaridad de la sutura pirenaica. Se inicia así la deformación en las Montañas Cantábricas y en la Cuenca Vasco-Cantábrica, abandonándose la subducción incipiente a favor de la polaridad N conjunta Pirenaico-Cantábrica.

La parte centro-occidental de la Península debió absorber una deformación “pirenaica” (Paleógena) importante, activando fallas previas favorablemente orientadas en régimen de desgarre, y cabalgamientos E-O (paralelos al *cabalgamiento intracortical cantábrico*), sobre todo desde la región del Tajo inferior (Sierra de Gredos) hasta los Montes de Toledo (y probablemente más al S), lo que implica un origen más antiguo para parte de la deformación asumida en estas cadenas. A este respecto, los datos de huellas de fisión en apatitos (ver epígrafe 6.2), muestran distintas pautas de elevación-denudación entre Gredos y Guadarrama, en el Sistema Central, y entre éste y los Montes de Toledo o Sierra Morena. La denudación en respuesta a un engrosamiento cortical y el subsecuente inicio de la cadena intraplaca de la Sierra de Gredos comenzó, como muy pronto, en el Eoceno medio, existiendo áreas con levantamiento continuo desde el Oligoceno hasta la actualidad (De Bruijne y Andriessen, 2002).

Por otro lado, cabe señalar que la mayor parte de los arrastres en dirección de las estructuras variscas (por ejemplo sinestrosos en la de Plasencia o dextrosos en la del Herradón (Sistema Central) relacionadas con los desgarres cenozoicos, parecen más compatibles con una compresión NNE que con el campo más reciente. Esto podría indicar, así como la mayor potencia en general de las series paleógenas en las cuencas de Antepaís, un acortamiento y, en general, una mayor deformación asociada a este evento. En cualquier caso, distintos niveles de arrasamiento de los dos conjuntos de estructuras (“pirenaicas” y “béticas”) pueden, también, producir el mismo efecto.

#### IV.2.5. La transmisión de esfuerzos hacia el Sur

En la última década, el estudio de las estructuras intraplaca de carácter intracontinental ha recibido un impulso notorio, sobre todo en régimen tectónico convergente, debido a la necesidad de explicar la deformación continental reciente alejada de los bordes de placas activos. Como ejemplo paradigmático de este tipo de deformación se encuentra el sureste de Asia, donde es ampliamente conocida la exis-

tencia de varios *corredores o cinturones de fallas en dirección* que transmiten los efectos de la convergencia India-Eurasia a gran distancia del Himalaya. Estos cinturones de fallas presentan una geometría interna compleja, pero a escala continental se pueden comparar con grandes fallas en dirección que por su gran recorrido, superior los 1000 km, deben interesar a la totalidad de la litosfera del sureste asiático. En la mayoría de los casos descritos, los corredores de fallas en dirección corresponden a lineamientos topográficos y zonas de cizalla subverticales, de dimensiones diversas, para los cuales se considera que una longitud de más de 300 km y un salto en dirección del orden de 30 km deben ser indicios de que cortan gran parte, o la totalidad, de la litosfera (p.e. Walsh y Watterson, 1988).

Los corredores de deformación intraplaca *en dirección* han sido clasificados por Storti *et al.* (2003) en dos grupos según la naturaleza de las zonas donde se amortiza el movimiento: *a) corredores de fallas de tipo transfer*, aquellos en los que el desplazamiento se amortiza en un borde de placa, involucrando así un cierto tipo de escape tectónico; *b) corredores de fallas de tipo confinado*, aquellos en los que el desplazamiento se amortiza progresivamente en el interior de la placa mediante deformación extensiva, compresiva o rotacional en la terminación del corredor. Esta división simple permite discriminar si los corredores de fallas forman parte de una suerte de borde de placas difuso o bien si pertenecen a un contexto de deformación intraplaca distribuida.

Por otra parte y debido a su carácter transcurrente, los corredores de fallas intracontinentales presentan alineaciones topográficas en forma de sierras y depresiones alargadas correspondientes a las curvaturas y a los relevos de tipo constrictivo y relajante respectivamente. En la mayoría de los casos, las alineaciones de relieves son las que definen la dirección los corredores de fallas, mientras que sus terminaciones son las que permiten definir el sentido del desplazamiento, ya que no suelen existir trazas continuas de fallas ni marcadores claros del sentido y la magnitud del desplazamiento en dirección. De ahí la importancia de definir los tipos de terminaciones y las características de las elevaciones y depresiones longitudinales.

Teniendo en cuenta estas consideraciones presentamos aquí dos corredores de fallas en dirección conocidos de antiguo en el NO de la Península Ibérica con el objetivo de establecer su relación con el patrón de la deformación alpina Antepaís Ibérico.

#### *IV.2.5.1. Los corredores de fallas en dirección del NO de la Península Ibérica*

En el contexto de las estructuras generadoras de los relieves del interior de la Península Ibérica destacan por su singularidad dos corredores de fallas, que se sitúan con una dirección N10E entre el extremo occidental de los relieves de las montañas cantábricas y las sierras de la Estrela (o de la Estrella) y de Gardunha, que constituyen la parte del Sistema Central, o Divisoria Principal

Ibérica, del centro de Portugal. Estos dos corredores corresponden a los lineamientos de Regua-Verín y de Vilariza, descritos por Teixeira y Gonçalves (1980), cuya denominación se debe respectivamente a las localidades, portuguesa y española, por las que discurre y al valle del río que ocupa una parte de su recorrido. Se extienden entre la terminación de los cabalgamientos alpinos del borde meridional de la Cordillera Cantábrica, en la región del Bierzo, y el borde septentrional de la Sierra de la Estrella, el Cabalgamiento de Lousã (figura 4.9).

Ambos lineamientos comprenden varios segmentos escalonados que se corresponden con alineaciones de sierras de dirección N10-15E, resultantes de la asimilación en superficie del acortamiento general del Antepaís Ibérico. En relación con estas sierras alargadas se disponen áreas deprimidas, de dirección similar, que

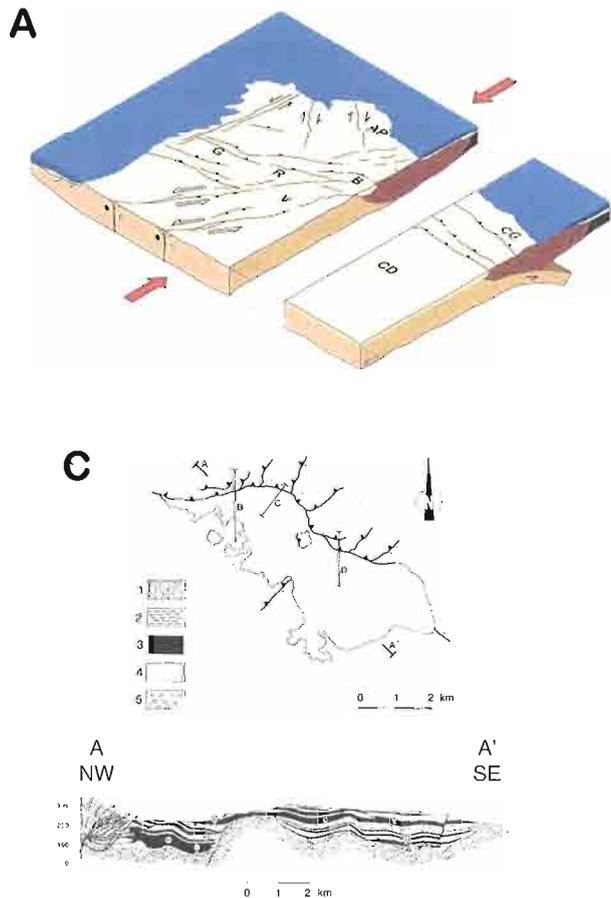
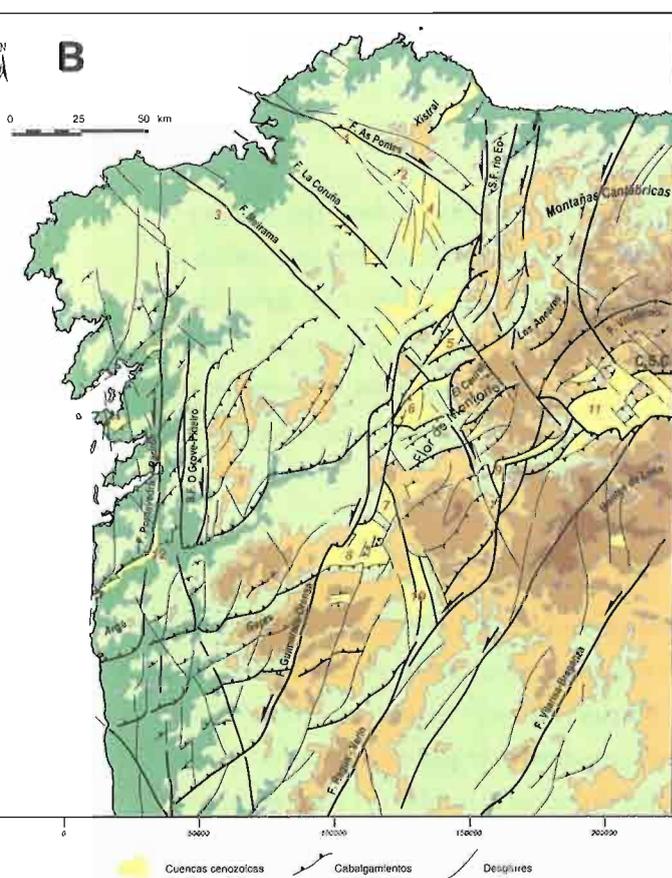


Figura 4.9. A) Esquema estructural del NO peninsular donde se aprecia la transferencia de la deformación cenozoica desde los cabalgamientos alpinos del sur de las montañas cantábricas a los sistemas de fallas de Vilariza-Braganza y Guimaraes-Orense-Eo. B) Esquema tectónico de las principales estructuras tectónicas del NO peninsular y las cuencas cenozoicas asociadas. 1-As Pontes. 2-Raupar. 3-Meirama. 4-Villalba. 5-Monforte. 6- Monforte. 7- Maceda. 8- Xinzo de Limia. 9-Barco de Valedorras 10-Verín. 11-El Bierzo. 12- Tui. C) Esquema estructural y tectónico de la Cuenca de As Pontes (Ferrús Piñol, 1994)

contienen sedimentos neógenos y cuaternarios y que pueden asimilarse a *escalones o curvaturas relajantes*, que dan lugar a pequeñas cuencas de tipo pull-apart. El corredor de Regua-Verín se extiende entre el borde occidental de la Cuenca del Bierzo, Sierra de Los Ancares y el Cabalgamiento de Lousã. Al sur de esta estructura parece continuarse en el borde del valle inferior del Tajo, aunque sin mostrar el carácter festoneado característico. Por su parte, el corredor de Vilaríça se dispone entre el borde oriental de la Cuenca del Bierzo, los Montes de León, y la terminación oriental de las sierras de la Estrella y Gardunha. También parece continuarse más al sur en un lineamiento que apenas absorbe el acortamiento intraplaca general. En este sentido, los lineamientos aquí considerados constituyen la parte reactivada recientemente de dos lineamientos paralelos de a escala peninsular.

Las terminaciones de los dos corredores son contractivas e indican un movimiento lateral izquierdo (figura 4.9). No obstante, estas terminaciones no indican una amortización completamente progresiva del movimiento transcurrente. La mayor parte de este movimiento debe amortizarse en las grandes estructuras oblicuas en que terminan los dos corredores: el sistema de cabalgamientos con vergencia sur del borde meridional de la Cordillera Cantábrica y el cabalgamiento septentrional de la Sierra de la Estrella con vergencia norte.

En relación con el Corredor de Vilaríça existe una fábrica muy penetrativa y localizada, visible a escala de afloramiento y en imágenes de satélite, que indica la existencia de una zona de cizalla vertical más amplia. Esta fábrica se curva hacia el oeste, acomodándose al borde de la Sierra de la Estrella de acuerdo con el carácter levógiro del corredor. Asimismo, y en relación con esta fábrica, existen diques de lamprofiros, de potencia métrica, para los que se ha descrito una edad permo-liásica, 226-204 ma (Portugal Ferreira y Macedo, 1979).

#### *IV.2.5.2. Situación en el contexto de la convergencia África-Eurasia*

Como en otras zonas de deformación intraplaca, los corredores de deformación de Regua-Verín y Vilaríça deben ser zonas que canalizan la deformación desde el frente montañoso interplaca hacia el interior. En este contexto, y considerando la salvedad de sus dimensiones mucho más modestas, se puede hacer una comparación muy general con corredores de fallas intracontinentales del sureste asiático generados como consecuencia de la transmisión de la deformación tras la colisión continental del Himalaya.

Así en primer lugar es preciso considerar el patrón de la convergencia África-Eurasia en la Península Ibérica, que puede considerarse como una especie de placa de menores dimensiones adosada en ocasiones a una u otra placa mayor y con relativa independencia en otras a lo largo su historia. Esta convergencia se

amortiza primero entre la Península Ibérica y Eurasia, en el límite de placas pirenaico-cantábrico durante el periodo de tiempo comprendido el inicio del Paleógeno y el final del Oligoceno, según se desprende de la reconstrucción semicuantitativa de Vegas *et al.* (1996) para la posición de la Península Ibérica respecto a Eurasia entre las anomalías magnéticas 30-31 y 6 C del Atlántico Norte (figura 4.10). En este punto es importante resaltar que para este periodo de tiempo —y en el segmento “ibérico”— la convergencia N-S entre África y Eurasia tiene una dirección NNE-SS a N-S (Dewey *et al.*, 1989), mientras que en el límite de placas pirenaico-cantábrico adquiere un patrón más complicado debido a la relativa independencia de la Placa Ibérica. Esta convergencia queda bloqueada en este límite de placas al final del Oligoceno (An 6C) como consecuencia de la colisión pirenaica.

Comenzó entonces la transmisión de parte de la deformación interplaca desde el borde montañoso cantabro-pirenaico hacia el interior de la Península *vía* los corredores de Regua-Verín y Vilarica. La actividad de estos corredores debe relacionarse con el extremo occidental de la Cordillera Cantábrica, prolongación de la cadena pirenaica (Gallastegui *et al.*, 2002), es decir con el final de la zona donde la convergencia N-S es asumida en un cabalgamiento intracrustal, el Cabalgamiento Cantábrico (figura 4.9b).

En este sentido, es posible considerar estos corredores de fallas en dirección, como reactivación de zonas previas de anisotropía, probablemente mesozoicas, en un contexto de convergencia de placas. Su reactivación selectiva se debe relacionar con la necesidad de transferir la convergencia de placas entre el final del Cabalgamiento Cantábrico y las elevaciones de basamento del Sistema Central. Pero además estos corredores de fallas han seguido acomodando parte de la deformación intraplaca al continuar la convergencia África-Eurasia en el límite de placas situado, esta vez, entre la Península Ibérica y África, tal como lo demuestran las evidencias de deformación reciente en el corredor de Vilarica. Esta convergencia se realiza primero en una dirección próxima a N-S, entre el final del Oligoceno y Tortoniense (An 5), tomando después una dirección NO-SE hasta la actualidad (figura 4.10). Se puede considerar así una reactivación polifásica para estos corredores de fallas.



Figura 4.10. Patrón de la convergencia Iberia-Eurasia y África-Eurasia (Iberia) según las trayectorias del movimiento de tres puntos de Iberia respecto a Eurasia y de dos puntos de África respecto a Eurasia. Los números indican las anomalías magnéticas correspondientes a la construcción de las trayectorias. Basado en Vegas *et al.* (1996) y Dewey *et al.* (1989)

#### IV.2.5.3. Conclusiones e implicaciones morfoestructurales

Los corredores de fallas de Regua-Verín y Vilarica han jugado un papel importante en la acomodación de la convergencia África-Europa en el interior de la Península Ibérica. Se pueden considerar como corredores de fallas en dirección de tipo confinado. Su carácter sinestroso está de acuerdo con la transferencia de parte de la deformación acumulada en el extremo occidental del Cabalgamiento Cantábrico al segmento más occidental del Sistema Central. El origen de estas zonas de cizalla vertical, con intrusiones de rocas básicas, debe relacionarse con zonas de anisotropía producidas durante el rifting mesozoico que dio lugar a la individualización de la Placa Ibérica.

Este mecanismo de transferencia de la deformación explica como el acortamiento asumido en el borde sur de la Cordillera Cantábrica se amortiza también al oeste de su terminación. Como consecuencia de esta transferencia se produce una zona de deformación de dirección NNE-SSO, oblicua a los relieves principales de dirección E-O del Antepaís Ibérico. Como consecuencia de esta zona de deformación surgen los relieves que cierran la Cuenca del Duero por el Oeste y suponen un serio obstáculo al drenaje atlántico, produciéndose el encajamiento reciente de la red fluvial. Este dispositivo tectónico explica así las diferencias morfológicas mayores entre las submesetas norte y sur, en las que tradicionalmente se subdivide el Macizo Ibérico.

#### IV.2.6. Condiciones constrictivas de la deformación

Las reconstrucciones paleotectónicas y de paleoesfuerzos presentan, además de los problemas ya comentados sobre su cartografía (*ventana espacial*), otro añadido, muy similar y que tiene que ver con el periodo de tiempo que pretenden representar (*ventana temporal*). Es este, en el fondo, el problema que subyace a la discusión sobre el número de “fases tectónicas” que afectaron un área determinada. Desde un punto de vista de análisis estructural “clásico”, la interferencia entre dos estructuras indica la actuación de esfuerzos diferentes y, si se observa esto a nivel “regional”, la actuación de dos “fases” diferentes. No obstante, son numerosos los ejemplos en que los procesos de partición de la deformación, una de las propiedades “emergentes” del sistema geotectónico global, producen interferencias de estructuras durante un único evento tectónico. En las cadenas de Antepaís de la Península Ibérica, sobre todo en la Cadena Ibérica, son muy abundantes las determinaciones de paleoesfuerzos. En la actualidad, existen dos puntos de vista diferentes para explicar las deformaciones cenozoicas del interior peninsular y su relación con los paleoesfuerzos activos. Por un lado, la actuación de sucesivas “fases” tectónicas con unas orientaciones muy constantes de sy (Liesa, 1999; Capote *et al.*, 2003). Por otro, la actuación, al menos para el E peninsular, de una única compresión N-S (Guimerá, 1988) relacionada, exclusivamente, con los Pirineos (las deformaciones béticas, neógenas, no estarían registradas en la Cadena Ibérica).

Si se consideran las características del conjunto de las cadenas de Antepaís de la Península, así como sus principales corredores de fallas en dirección (figura 4.8), resulta patente la presencia de importantes cambios en la dirección de transporte tectónico, y por lo tanto de los paleoesfuerzos asociados, de estructuras activas *simultáneamente*, durante el Oligoceno-Mioceno inferior (nuestra ventana temporal). Así, en la fachada atlántica, los desgarres sinistrorsos pasan, de O a E, de tener una dirección N-S (Pontevedra-Padrón), a NNE-SSO (Regua-Verín y Vilarica-Braganza) y a NE-SO (Plasencia).

Lo mismo sucede con los desgarres dextrorsos asociados. Esta arquitectura sugiere la actuación de unos esfuerzos “pirenaicos” con una orientación N-S en el centro peninsular, que hacia occidente cambiaban progresivamente hasta situarse NO-SE cerca de la costa atlántica. Esta disposición es, además, perfectamente congruente con el efecto de indentor que, contra Eurasia, provocaba el choque de Iberia-África (acopladas mecánicamente), y con el empuje de la Dorsal Atlántica que, junto con la apertura del surco de King, hacía que la máxima compresión se situase más hacia el NO (figura 4.11). Ya desde el Oligoceno, la apertura del Surco de Valencia debió imponer una dirección de sy NE-SO en el extremo oriental del paleolímite de placas pirenaico. Es decir, los paleoesfuerzos durante el Oligoceno-Mioceno inferior convergían hacia el interior del Bloque Ibérico.

En esta misma etapa parecen haberse estructurado también buena parte de las cadenas NE-SO más próximas a la costa atlántica (Stapel, 1999), tanto las del Sistema Central Portugués, como las del S de Galicia, al O del sistema de fallas de Regua-



Figura 4.11. Mapa paleogeográfico de la Península Ibérica, región atlántica adyacente y Mediterráneo occidental para el Eoceno medio, en el que se representan las principales estructuras y límites de placas existentes en este periodo temporal

Verín. De nuevo, los paleoesfuerzos asociados se vieron afectados por su mayor proximidad al empuje de la Dorsal, indicando un acortamiento mas NO-SE que se ha mantenido hasta la actualidad.

En la Cadena Ibérica, las condiciones constrictivas de la deformación quedaron patentes por el escape hacia el O de la Sierra de Altomira, dibujando un claro arqueamiento progresivo de las direcciones de transporte tectónico (y de los paleoesfuerzos) desde el borde SO de la Rama Castellano-valenciana de dicha cadena. En el borde N del Sistema Central, el relleno sedimentario de la Cuenca del Duero (Alonso Gavilán *et al.*, 2004) indica la actuación de una serie de cabalgamientos imbricados en secuencia hacia el antepaís relativo del Duero (mas recientes cuanto mas hacia el NO), que parece terminar en el Mioceno inferior. Los paleoesfuerzos asociados son NO-SE, a diferencia del S de la Unidad de Cameros (zona de San Leonardo de Yagüe), donde son NE-SO, o del borde N de esta misma Unidad, en el que se sitúan N-S. En cualquier caso, es esta orientación de sy N-S, la que explica la mayor parte de los cabalgamientos importantes en la Cadena Ibérica (Cameros, Utrillas).

De este modo, si dibujamos un mapa de las cadenas de Antepaís de la Península Ibérica con sus direcciones de transporte tectónico, durante el Oligoceno-Mioceno inferior (figura 4.8), se aprecia cómo entre El S de Cameros al N, Gredos al O, Altomira al S y la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica al E, los transportes son centríperos hacia las cuencas del Duero y del Tajo. Si se dibujan los paleoesfuerzos asociados, aparece necesariamente un punto neutro en el interior peninsular, que implica unas condiciones constrictivas de la deformación. En estas circunstancias casi todas las fallas son potencialmente activas, por lo que la presencia de fallas de primer orden pueden nuclear la deformación imponiendo, por su orientación previa a la deformación, las características de los esfuerzos y transportes tectónicos locales.

De este modo se explicaría también la constancia en los resultados de análisis de paleoesfuerzos en la Cadena Ibérica, en los que casi siempre aparecen cuatro máximos bien definidos (N-S, NE-SO, E-O y NO-SE): serían un reflejo del patrón de fracturación subyacente (y que es el que se aprecia en el Macizo Ibérico en el capítulo 8).

Así, el momento de mayor deformación pirenaica del interior peninsular sería el resultado de un único proceso acompañado por unas condiciones constrictivas de la deformación y el acoplamiento mecánico entre África e Iberia.

#### **IV.2.7. El acercamiento entre Iberia y África. Deformación Bética (Neotectónica)**

Desde un punto de vista de la interacción entre las placas Africana y Euroasiática, la transmisión de esfuerzos compresivos desde el "límite S" debió comenzar inmediatamente después del bloqueo de la convergencia en el límite pirenaico-cantá-

brico, lo que implica una reorganización mayor del movimiento de las dos grandes placas.

En el interior peninsular se registra, durante el Neógeno, el progresivo incremento de esfuerzos tectónicos con la máxima compresión horizontal según NO-SE (“béticos” o “guadarrama” (Capote *et al.*, 1990)). No obstante, el borde N ha mantenido la dirección de máximo acortamiento horizontal N-S, tal como indican la distribución de terremotos y los esfuerzos activos calculados a partir de poblaciones de mecanismos focales (ver epígrafe 3.1). Esta situación en el borde N se produce sin un acercamiento registrable entre Iberia y Eurasia, lo cual evidencia el bloqueo neógeno del límite septentrional ibérico. De este modo, el cabalgamiento N de la Unidad de Cameros ha sido activo, al menos hasta el Mioceno superior (Casas, 1990), con una dirección de transporte tectónico hacia el N. Asimismo, el cabalgamiento sur de la Cordillera Cantábrica (transporte hacia el S), y su continuación hacia la Cuenca del Bierzo (transportes N y S), registran actividad pliocena (Heredia *et al.*, 2003). En cualquier caso, no parece que las fuerzas de cuerpo (*body forces*) debidas al engrosamiento de la corteza, puedan ser, exclusivamente, las responsables del mantenimiento del relieve “pirenaico” (Ziegler *et al.*, 1998). Estas condiciones de “anclaje” del borde N han resultado fundamentales en la reestructuración neógena (“bética”) del interior peninsular. Esto sugiere, como acabamos de ver, que las condiciones iniciales (Mioceno inferior) de la deformación debieron ser constrictivas. No obstante, la cadena “pirenaica” más representativa del Antepaís, la Cadena Ibérica, parece finalizar su estructuración compresiva y haber alcanzado el relieve actual ya durante el Mioceno inferior, con poca actividad neógena y posterior (Guimerà y González, 1998).

El inicio de la transmisión de esfuerzos desde el SE durante el Mioceno inferior coincide con una ruptura sedimentaria de primer orden (Calvo *et al.*, 1993) y con el final de la actividad orogénica pirenaica. Así, en la Cuenca Madrid, los sedimentos del Mioceno medio, que progradan desde el borde S del Sistema Central, solapan expansivamente los cabalgamientos N-S de la Sierra de Altomira (Muñoz Martín, 1997).

En el interior peninsular, la transmisión de esfuerzos compresivos de origen “bético” (De Vicente *et al.*, 1996) produce una deformación distribuida y una reorganización en frío del Antepaís Ibérico centro-occidental (que se corresponde en buena medida con el Macizo Ibérico). Se materializa en forma de: a) elevaciones y cabalgamientos de basamento relacionadas con pliegues en la corteza superior y/o en toda la litosfera; b) corredores de fallas transcurrentes, de largo recorrido y poco desplazamiento, que generalmente son estructuras previas. En algunos casos las estructuras reactivadas son las originadas en la etapa previa, con lo que se facilitó el mantenimiento del relieve anterior.

Las elevaciones de basamento están limitadas en superficie por fallas inversas que resuelven el problema de espacio en el extradós de los pliegues corticales. En ocasiones estos cabalgamientos forman una serie de sierras escalonadas en uno de los flancos de la flexura (S de Galicia – N de Portugal); en otras se disponen con vergencias opuestas en ambos flancos del pliegue de gran radio formando una cadena bien definida (Sistema Central). La orientación de los cabalgamientos asociados es muy constante en un amplio rango de escalas, variando entre N40-80E. Las condiciones de la deformación son de nuevo localmente constrictivas, permitiendo, incluso, la activación de cabalgamientos E-O, asociados en origen a la deformación “pirenaica”. Así sucede en el borde sur de Gredos, con una clara actividad pliocena (De Bruijne 2002). Los corredores de fallas, por su parte, corresponden a relieves y depresiones longitudinales que indican una clara componente de desgarre. Dada su longitud, deben interesar a la totalidad de la corteza; de hecho, el corredor de Plasencia está intruido por un dique dolerítico de edad jurásica inicial. Sus orientaciones varían entre N10-30E en los desgarres sinestrosos, más frecuentes hacia occidente (Portugal), y entre N100-140E en los dextrosos, más abundantes en la terminación oriental del Macizo Ibérico, sobre todo en el Sistema Central y en la Llanura Manchega, llegando a predominar en la Cadena Ibérica.

En cualquier caso, los desplazamientos horizontales pueden ser mínimos en las fallas orientadas paralelas a la dirección de máximo acortamiento, actuando como zonas extensionales que, como en Campo de Calatrava, facilitan la actividad volcánica (Vegas y Rincón, 1996). La intensidad de la deformación aumenta durante el Mioceno superior-Plioceno inferior hasta producirse una reestructuración que afecta a la parte centro-occidental del Antepaís Ibérico, acompañado de un levantamiento generalizado del interior peninsular, que da cuenta de una altura media del Macizo Ibérico superior a la correspondiente a una plataforma varisca como la de la Europa occidental.

Hasta el Mioceno superior, la convergencia África-Eurasia responde todavía a una convergencia N-S. Después, en el Tortonense medio-superior (9 ma), toma una trayectoria N130-140E (Mazzoli y Hellman, 1994) a la cual responde la morfología actual de la parte centro-occidental ibérica con la formación de pliegues corticales y litosféricos (Cloetingh *et al.*, 2002) perpendiculares al campo de esfuerzos activos NO-SE. Uno de los pulsos de esta reestructuración coincide con la sedimentación de abanicos aluviales al pie de los relieves pliocenos rejuvenecidos (“raña”). Tal es el caso de las Sierras de Guadalupe-Montánchez (1.000 m de salto vertical), de Somosierra, Guadarrama y el S de Gredos (hasta 2.000 m de salto) en el Sistema Central o del borde S de la Cordillera Cantábrica en la Cuenca del Bierzo.

#### IV.2.8. Morfotectónica del Antepaís Ibérico. Deformaciones de gran radio

Una vez establecida la orientación y las características del campo de esfuerzos tectónicos activos en el interior peninsular (ver capítulo 3), así como su periodo de actuación, resulta patente la consistencia entre éste y la morfología de la Península Ibérica. Tanto la topografía, como las anomalías gravimétricas de bouguer muestran periodicidades de 50 y 150-250 km, perpendiculares a la máxima compresión, lo que resulta de manera muy evidente, en la distribución de las cuencas hidrográficas de la vertiente atlántica (figuras 4.12 y 3.4e) (Cloetingh *et al.*, 2002). Este patrón de deformación demuestra la actuación de esfuerzos intraplaca alpinos y neotectónicos responsables de la formación de *pliegues a gran escala*. Los primeros parecen acomodarse mediante pliegues en la corteza superior frágil y fallas distribuidas en la corteza sismogenética (*potencia frágil efectiva* de la corteza). El segundo conjunto de flexiones afecta a toda la litosfera Varisca y es consistente con su edad termotectónica.

Esta situación implica un desacoplamiento parcial entre la corteza y el manto superior litosférico. Dadas las bajas tasas de deformación, estas estructuras pueden tardar en desarrollarse entre 5 y 10 ma. Esta situación implica un fuerte *acoplamiento mecánico* entre el Antepaís Ibérico y los procesos que tienen lugar en los límites de placa adyacentes (empuje de la Dorsal y procesos colisionales). Modelos

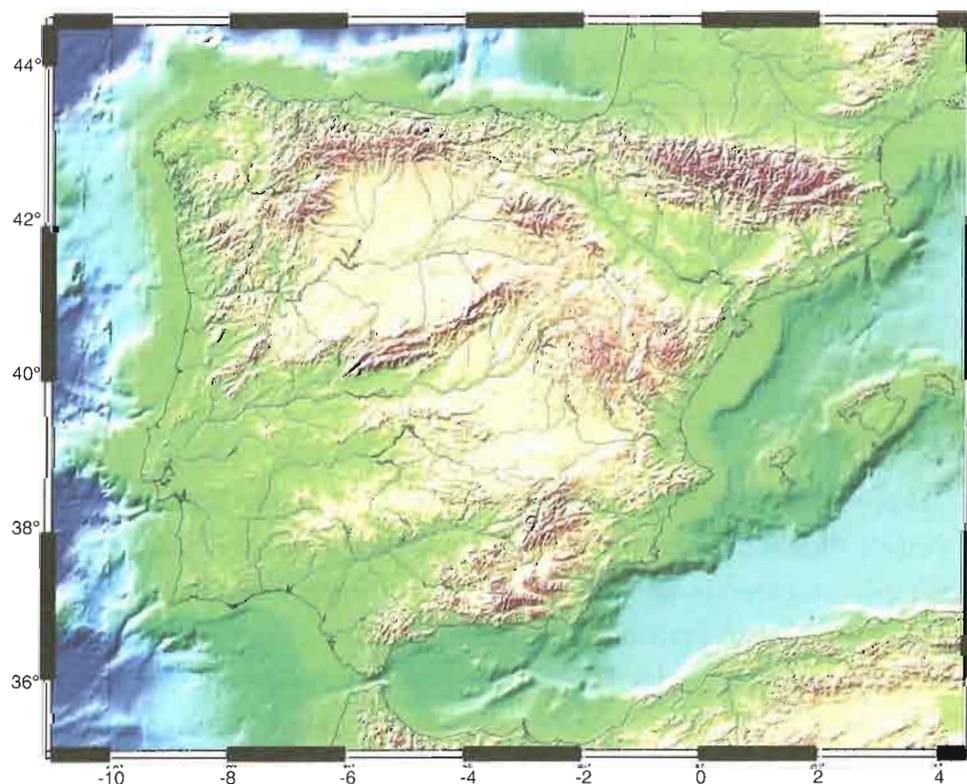


Figura 4.12. Modelo digital del terreno coloreado por alturas de la Península Ibérica

matemáticos híbridos entre elementos finitos y diferencias finitas (Burov y Poliakov, 2001) (ver epígrafe 6.5) indican que si se incluye una zona de debilidad (más caliente) en el S, el acortamiento no es capaz, por sí sólo de producir los pliegues de gran radio observados. Se requiere, por tanto, un acortamiento simétrico desde ambos bordes (N y S). De este modo, la deformación en el límite N puede haber sido importante, también durante el Neógeno.

La erosión parece haber tenido un lugar predominante en este proceso, ya que juega un papel primordial en la atenuación de la amplitud de las flexiones menores (50 km), a la vez que acelera los movimientos verticales, tanto de las estructuras reactivadas, como de las de nueva formación, a todas las escalas (García-Castellanos, 2002). En contraposición, la autoorganización de la red de drenaje durante el plegamiento produce una redistribución superficial de masas muy asimétrica.

El levantamiento globalizado plioceno de la Península Ibérica queda puesto de manifiesto por la erosión generalizada de los depósitos de tipo “raña”, inmediatamente anteriores, y por la presencia de numerosos depósitos plio-cuaternarios litorales elevados (Vidal Romaní, 1989; Granja, 1999; Hindson *et al.*, 1999; Zazo *et al.*, 1999), lo que se traduce en el cambio entre sedimentación y erosión que se aprecia en las cuencas del Duero, del Ebro y del Tajo. En esta última, la sedimentación sólo tiene lugar en las terrazas de los ríos desde hace 2-2.5 ma y con un control tectónico evidente (Capote y De Vicente, 1989). Este levantamiento se ha cuantificado entre 150-200 m en el E (Janssen *et al.*, 1993) y de alrededor de 500 m en el centro peninsular (Andeweg, 2002) (figura 3.1c).

No obstante, al menos para la Cuenca del Ebro (y quizá para la del Duero), el origen del incremento de la erosión puede ser el de una reorganización de la red de drenaje por un descenso relativo del nivel base de erosión fluvial (García-Castellanos *et al.*, 2003).

### IV.3. ESTRUCTURA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LAS PRINCIPALES CUENCAS CENOZOICAS

#### IV.3.1. Introducción

El principal objetivo alcanzado en este apartado ha sido recopilar y convertir en formato digital todos los datos existentes sobre el subsuelo de las cuencas terciarias ibéricas, entre las que se encuentran las siguientes: Ebro, Duero, Almazán, Tajo, Loranca y Guadalquivir (figura 4.13), pasaremos a describir brevemente el análisis de la geometría y del relleno sedimentario cenozoico. Sin olvidar su integración en el contexto de la evolución de la deformación terciaria y cuaternaria en la Placa Ibérica.

### IV.3.2. Metodología

Inicialmente vamos a describir la información recopilada en cada una de las cuencas mencionadas. La notación general de ficheros va a tener la misma estructura para todas las cuencas con isopacas e isobatas digitalizadas, y tiene la siguiente organización:

- Nombre de la cuenca (3 letras), por ejemplo la Cuenca del Duero: DUE
- Tipo de mapa (4 letras). Se han digitalizado dos tipos de mapas:
  - Isopacas: ISOP
  - Isobatas: ISOB
- Nombre de la formación o límite digitalizado, que constará de una o dos palabras. Como por ejemplo basamento Paleozoico: BASAM PALEOZ

De cada uno de los mapas digitalizados se han creado diferentes formatos de fichero para facilitar su tratamiento con programas distintos, y para que no se modifiquen los datos originales con el tratamiento de la información. De esta manera, se van a tener ficheros, \*.dat (que representan tripletes de datos x, y, z) y \*.grd (ficheros de mallas regulares de estos datos que facilitan su representación cartográfica).

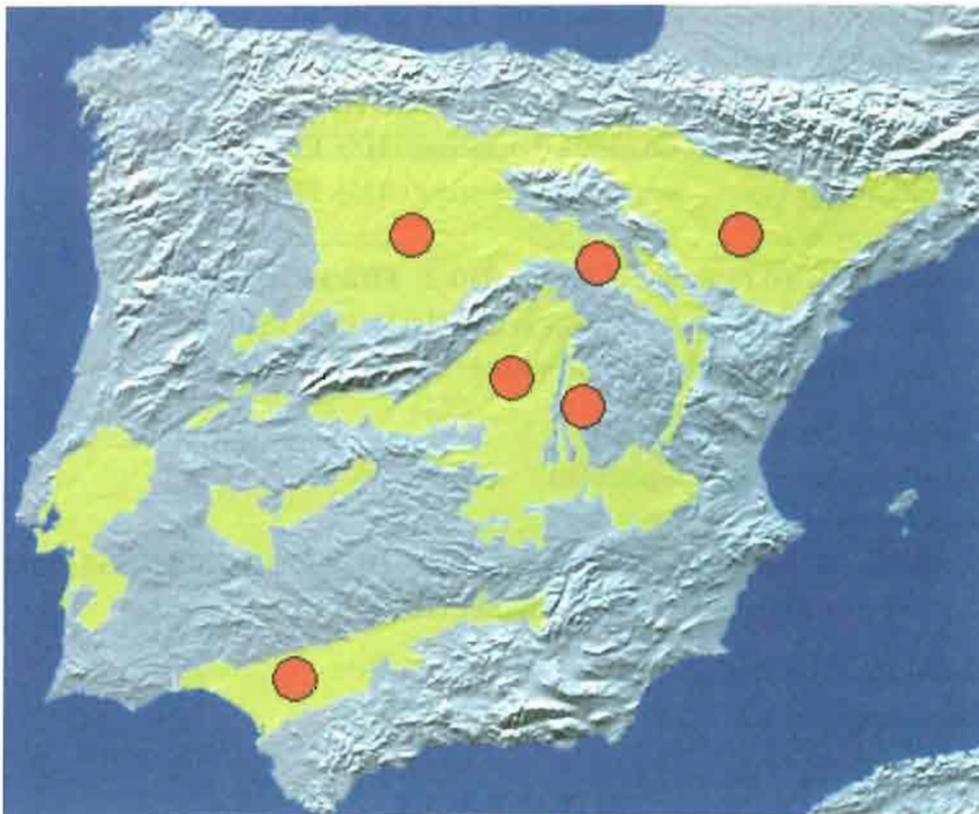
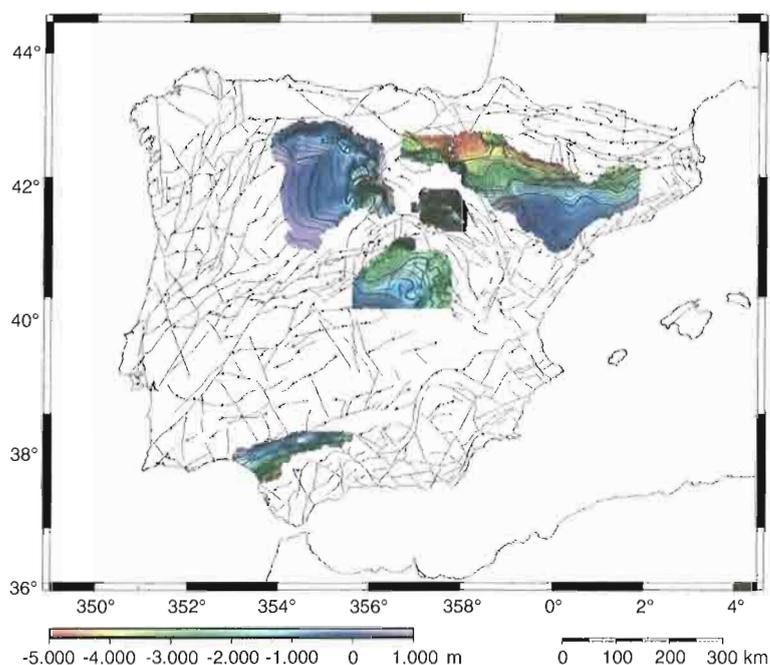


Figura 4.13. Cuencas terciarias en las que se han digitalizado datos del subsuelo (Ebro, Duero, Almazán, Tajo, Loranca y Guadalquivir)

Figura 4.14.  
Mapa de profundidad del basamento obtenido a partir de los datos analizados (se incluyen las principales estructuras de primer orden en la Península Ibérica)



*Cuenca del Ebro (figura 4.14)*

Datos procedentes de Enresa (1998)

*Mapas de Isobatas*

Límite Paleozoico – Paleoceno (H0): **EBR ISOB H0**

Límite Bartoniano – Priaboniano (Eoceno) (H1): **EBR ISOB H1**

Límite Eoceno – Oligoceno (H2): **EBR ISOB H2**

Límite Rupeliano – Chatiense (Oligoceno) (H3): **EBR ISOB H3**

Límite Ateniense – Aragoniense (Mioceno) (H5): **EBR ISOB H5**

*Mapas de Isopacas*

Materiales del Paleoceno al Eoceno (H0-2): **EBR ISOP H0-2**

Materiales del Rupeliano (Oligoceno) (H2-3): **EBR ISOP H2-3**

Materiales del Chatiense al Ateniense (H3-5): **EBR ISOP H3-5**

*Cuenca del Duero (figura 4.14)*

Datos procedentes de Enresa (2000)

*Mapas de Isobatas*

Techo del Garumnense (Cretácico superior): **DUE ISOB TECHO GARUM**

Techo del Oligoceno: **DUE ISOB TECHO OLIG**

*Cuenca del Tago (figura 4.14)*

Datos procedentes de IGME (1990)

*Mapas de Isobatas*

Basamento paleozoico: **TAJ ISOB BASAM**

*Cuenca de Loranca (figura 4.14)*

Datos procedentes de IGME (1990) y Muñoz Martín (1997)

*Mapas de Isobatas*

Techo del basamento: **LOR ISOB BASAM**

Techo del Cretácico: **LOR ISOB TECHO CRET**

*Cuenca de Almazán (figura 4.14)*

Datos procedentes de (ITGE, 1990) y (Rey Moral, 2001)

*Mapas de Isobatas*

Base del Albiense (Cretácico): **ALM ISOB ALBI**

Materiales del Terciario: **ALM ISOB TERC**

*Cuenca del Guadalquivir (figura 4.14)*

Datos procedentes de (ITGE, 1990)

*Mapas de Isobatas*

Materiales terciarios:

– Información correspondiente a 1989: **GUA ISOB TERC 89**

– Información correspondiente a 1990: **GUA ISOB TERC 90**

*Mapas de Isopacas*

Materiales del Mioceno medio: **GUAD ISOP MIOC MED**

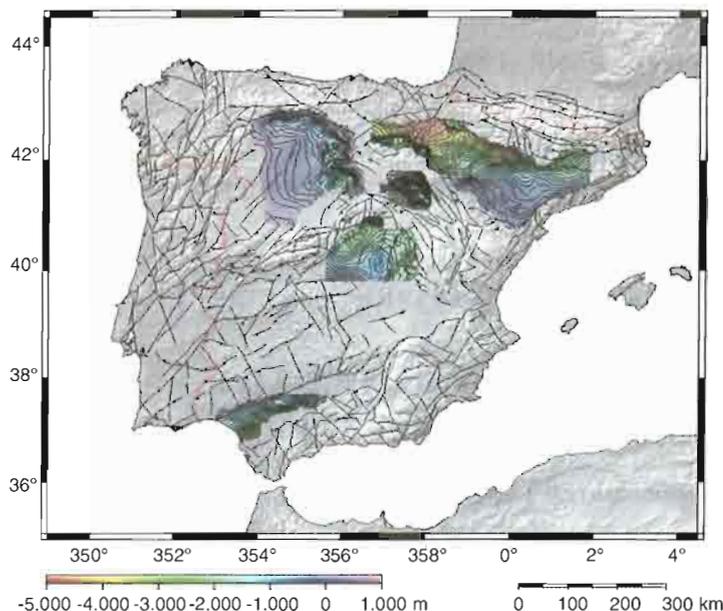
El análisis de la información de datos de isopacas, permite estudiar cómo la fracturación influye en la distribución intracuenal de sedimentos en diversos intervalos de tiempo geológico. Esta distribución puede verse afectada por fallas que no entrarían en el rango de las de primer orden, objetivo de este proyecto. Por lo tanto, hemos considerado el centrarnos en la información aportada por datos de isobatas y su integración en un mapa de profundidad al basamento a escala peninsular. En el siguiente apartado se describe el proceso de construcción de este mapa, las relaciones con la fracturación de primer orden y las características que presenta el basamento bajo cada una de estas cuencas.

### IV.3.3. Mapa de profundidad del basamento

El mapa que presentamos a continuación (figura 4.15) ha sido construido con la información procedente de los ficheros de isoprofundidades (isobatas) del basamento, **EBR ISOB H0**, **DUE ISOB TECHO GARUM**, **TAJ ISOB BASAM**, **LOR ISOB BASAM**, **ALM ISOB ALBI**, **GUA ISOB TERC 89**.

En este mapa se pueden diferenciar varios tipos de cuencas sedimentarias, en función del ambiente y los procesos tectónicos que las generaron. De esta manera, las cuencas del Ebro y del Guadalquivir representan cuencas de Antepaís (*s.s*) del orógeno pirenaico y bético respectivamente. Estas cuencas presentan, como característica principal, el contar con los mayores depocentros, con un basamento muy

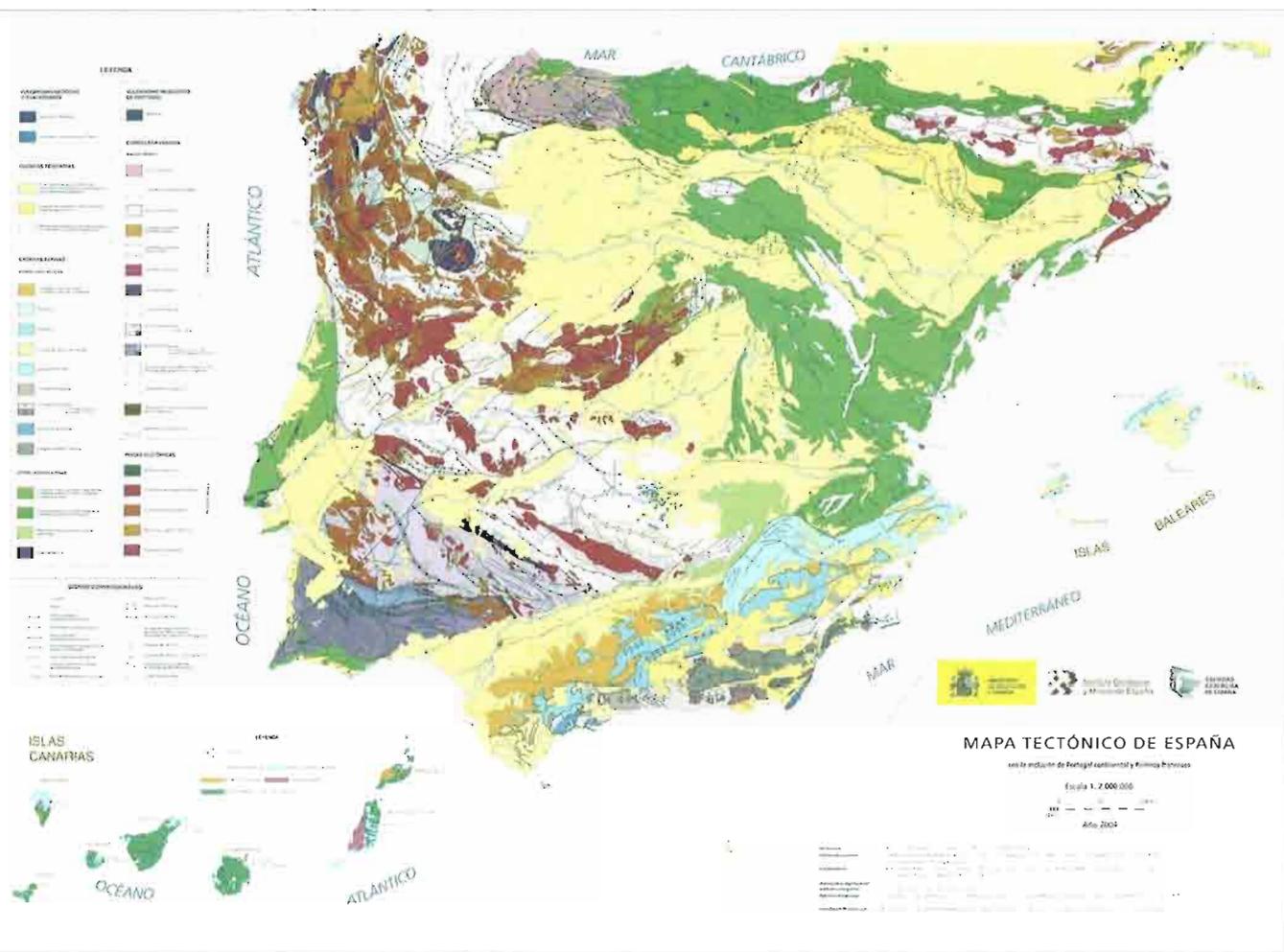
Figura 4.15. Mapa de profundidad del basamento obtenido a partir de los datos analizados (se incluyen las principales estructuras de primer orden en la Península Ibérica y el modelo digital del terreno)



deprimido, llegándose a valores de unos 5.000 m de relleno en la cuenca del Ebro y de unos 4.000 m, en la del Guadalquivir. La génesis de estas cuencas está netamente relacionada con el comportamiento flexural de la litosfera (subsistencia) ante la generación de cargas por apilamiento de láminas cabalgantes (García-Castellanos *et al.*, 2003).

Otro tipo de cuencas de Antepaís serían las del Duero y del Tajo. La primera debe estar relacionada, fundamentalmente, con el orógeno pirenaico. Este hecho puede verse en la distribución de isovalores de profundidad, tanto la Cuenca del Ebro, como la del Duero, que comparten depocentros orientados en dirección E-O adosados a las principales fallas que limitan, tanto la Cordillera Cantábrica, como los Pirineos (Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Además ambas cuencas pudieron estar interconectadas quedando separadas actualmente por una zona relativamente estrecha denominada *Corredor de la Bureba*. La Cuenca del Tajo debe relacionarse con la evolución del borde sur del Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1996c; Calvo *et al.*, 1996) y, por tanto, con el desarrollo y/o reactivación de desgarres intracontinentales y de cabalgamientos de piel gruesa de primer orden. La principal diferencia con las cuencas del Ebro y del Guadalquivir estriba en que se formaron en un contexto intraplaca, dentro de la paleogeografía ibérica, quedando patente en el desarrollo de depocentros de menor magnitud con respecto a las cuencas de Antepaís (*s.s.*).

Por último, tanto la Cuenca de Almazán, como la Cuenca de Loranca, representan claros ejemplos de auténticas cuencas de *piggy-back*. La Cuenca de Almazán se encuentra íntimamente relacionada con el emplazamiento alpino de la lamina



cabalgante de la Sierra de Cameros según una dirección de transporte tectónico hacia el N y NE (Casas Sainz, 2000), de ahí que presente un depocentro alargado en dirección NO-SE. La Cuenca de Lorca se relaciona con el emplazamiento hacia el Oeste de los cabalgamientos que generaron la Sierra de Altomira (Muñoz-Martín, 1997; presentando por tanto, un depocentro alargado según N-S).

*Figura 4.16. Mapa tectónico de la Península Ibérica*

La reciente publicación del mapa tectónico de España (Rodríguez, 2004) incluye, en las cuencas de antepaís, las isobatas al techo del basamento (figura 4.16). Los resultados son muy similares a los obtenidos en este proyecto.



## **V. Análisis geofísico**



## V.1. INTRODUCCIÓN

El análisis de la estructura de la corteza y la litosfera en la Península Ibérica se puede realizar desde diferentes fuentes de información indirecta, siempre de carácter geofísico, entre las que destacan: perfiles de sismica de refracción y/o reflexión profunda, análisis gravimétricos e isostáticos, sondeos magnetotelúricos, datos de flujo térmico y de geomagnetismo.

De todas estas fuentes de información, las secciones sísmicas aportan información sobre la distribución en profundidad de velocidades sísmicas, la gravimetría de distribución de densidades y de los mecanismos de compensación isostática, el método teluro-magnético de distribución de conductividad y/o resistividad y el geomagnetismo de susceptibilidad y magnetización remanente. Por otra parte, resulta posible constreñir la información que los métodos geofísicos proporcionan mediante el ajuste de perfiles reológicos de resistencia en profundidad, utilizando diferentes gradientes geotérmicos y asimilando las unidades de la corteza a leyes de comportamiento reológico de diferentes minerales y/o rocas.

Estos perfiles reológicos, integrados con el resto de información geológica y geofísica permiten a su vez, cuantificar algunos aspectos del comportamiento de la corteza y la litosfera ante las cargas topográficas y los esfuerzos tectónicos, entre los que destacan el espesor elástico efectivo y la longitud de onda de los pliegues corticales y/o litosféricos (Burov y Diament, 1995; Cloetingh y Burov, 1996). Por último conviene destacar la presencia de numerosa información geológica y geofísica más superficial (Querol, 1989; De Vicente *et al.*, 1996) que limitan e imponen una serie de condiciones de contorno para las posibles interpretaciones de los datos geofísicos más profundos.

No conviene olvidar que el principal objetivo de este proyecto es la determinación y cartografía de las fallas de primer orden de la Península Ibérica, por lo que resulta necesario realizar mapas de los parámetros geofísicos, no siendo suficiente la localización en perfiles aislados. Por este motivo ha sido necesario realizar una recogida exhaustiva de parámetros geofísicos y su incorporación a bases de datos georeferenciadas en orden a realizar análisis geofísicos de los que se pudieran extraer estructuras cartografiables en planta.

Al analizar la estructura de la corteza en el Antepaís Ibérico, nos encontramos con el problema de la práctica ausencia de datos sísmicos (Suriñach y Vegas, 1988), ya que la mayor parte de los perfiles profundos se han realizado en las cadenas que lo rodean. También son escasos los datos magnetotelúricos. Sin embargo, sí existe una densidad aceptable de datos gravimétricos y magnéticos, y algunos modelos reológicos (Mezcua *et al.*, 1996; Tejero *et al.*, 1996; Socías *et al.*, 1991; Gómez Ortiz, 2001; Tejero y Ruiz, 2002) y de comportamiento elástico (Van Wees *et al.*, 1995), los cuales permiten abordar el análisis de la estructura cortical del Antepaís

Ibérico mediante la integración de mapas gravimétricos de anomalías de Bouguer e isostáticos residuales con modelos reológicos.

En este capítulo se muestra una síntesis de los datos térmicos y de espesores corticales y litosféricos publicados y disponibles en el entorno de la Península Ibérica. Posteriormente se describen los mapas de anomalías gravimétricas de Bouguer, a partir de los que se obtiene un mapa de anomalías isostáticas residuales (Álvarez *et al.*, 2002). Después se analizan en profundidad los datos aeromagnéticos, obteniendo cartografías de anomalías magnéticas, de anomalías aeromagnéticas reducidas al polo, y finalmente se realiza un análisis de la posición en planta y profundidad de las fuentes magnéticas mediante la aplicación de la Deconvolución de Euler.

Finalmente se ha realizado una cartografía de la geometría del Moho (obtenido a partir de la compensación isostática local de la topografía suponiendo un modelo de tipo Airy). Esta superficie del Moho se ha calculado para diferentes contrastes de densidad y espesores de corteza continental en equilibrio, hasta ajustarla a los valores de espesor cortical obtenidos en las secciones sísmicas disponibles.

Todos estos mapas se han superpuesto al resto de información geológica y topográfica, con el objetivo final de caracterizar aquellas discontinuidades de primer orden a escala cortical (ver capítulo 8 y 9).

## V.2. EL FLUJO TÉRMICO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

En este apartado se describen y discuten todos los datos de flujo de calor existentes en la Península Ibérica. Se describirá el mapa de flujo de calor superficial a escala peninsular (Fernández *et al.*, 1998; Marzán Blas, 2000; Fernández *et al.*, 2004), que supone la contribución de España al Atlas de Recursos Geotérmicos de Europa. Por último se describen los resultados del análisis estadístico de los datos agrupados según las principales unidades tectónicas.

Se ha elaborado un mapa a partir de 632 determinaciones de flujo de calor superficial (figura 5.1). Los datos fueron filtrados para eliminar anomalías locales. A continuación, se realizó un curvado ponderado automático que posteriormente fué modificado para corregir los errores de interpolación en los límites con áreas sin datos.

La distribución de valores se localiza fundamentalmente en la periferia de la península y en especial en el margen Mediterráneo, donde las isolíneas definen perfectamente el adelgazamiento litosférico descrito a lo largo de los ejes de las cuencas Catalano-Balear por un lado (Foucher *et al.*, 1992; Zeyen y Fernández, 1994) y de Alborán y Sur-Balear por otro (Polyak *et al.*, 1996; Torné *et al.*, 2000).

En la Cuenca Catalano-Balear se observa como los máximos de flujo de calor regional quedan alineados en una disposición SW-NE, coincidente con el eje de máximo adelgazamiento de la cuenca. La parte más meridional de este eje repre-

senta una excepción, ya que el flujo de calor es máximo y, sin embargo, es la zona axial con menor adelgazamiento. Mientras que el flujo de calor hacia el norte responde bien ante un modelo sencillo de adelgazamiento litosférico uniforme, la zona sur requiere un modelo más complejo, debiendo considerarse tres etapas extensivas durante el Mesozoico, compresión durante el Paleógeno y extensión durante el Mioceno y Oligoceno (Fernández et al., 1995).

En las cuencas de Alborán y Sur-Balear se encuentra el máximo valor de flujo de calor regional de todas las áreas analizadas, consecuencia del intenso adelgazamiento sufrido en la zona durante la extensión Neógena. En la Cuenca de Alborán se observa como el flujo de calor superficial aumenta hacia la zona axial y en dirección O-E. En la Cuenca Sur-Balear se produce una continuidad de esta tendencia alcanzándose valores regionales superiores a  $120 \text{ mW/m}^2$  en la zona axial. En la cuenca de Alborán, Torné *et al.* (2000), describen un fuerte adelgazamiento cortical (desde 34 a 12 km) y litosférico (desde 140 a 50 km) entre el eje de la cuenca y las cadenas Béticas y Rif (apenas 150 km de distancia).

Estas mismas relaciones de adelgazamiento se producen a lo largo de una mayor distancia en dirección O-E. En la parte más adelgazada, ya en dominio de la Cuenca Sur-Balear, Torné *et al.* (2000) proponen una corteza anómala como transición hacia corteza oceánica. Basándose en estos resultados y siguiendo la tendencia del flujo de calor, será muy razonable suponer que el adelgazamiento continúe en la cuenca Sur-Balear en dirección O-E y hacia la zona axial.

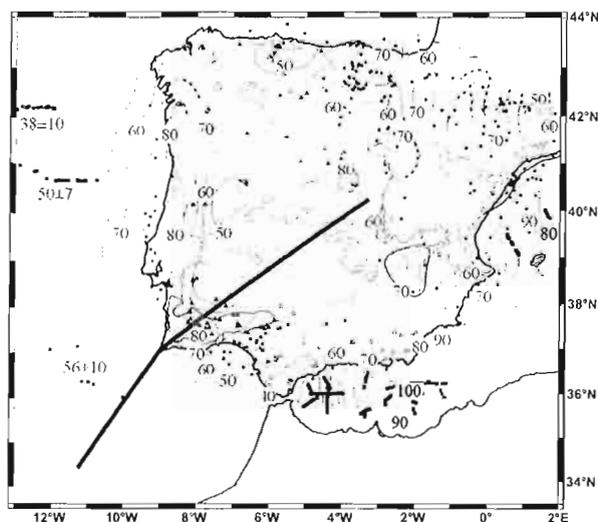
El margen Atlántico presenta una menor densidad de medidas. Sin embargo, no hay evidencias de importantes anomalías térmicas regionales, como es de esperar en un margen pasivo relativamente antiguo y estable. Parece correcto suponer una transición suave desde los valores máximos en torno a  $70\text{-}80 \text{ mW/m}^2$  en dominio continental, hasta los mínimos en torno a  $40 \text{ mW/m}^2$  en dominio oceánico. Aunque no haya por ello que descartar variaciones del grosor litosférico en puntos del margen surportugués (*eg.* Torné *et al.*, 1995)

La parte emergida de la Península presenta amplias zonas carentes de mediciones, especialmente en el interior. El norte y el nordeste peninsular tienen un flujo de calor regional bastante uniforme en torno a un valor de  $60\text{-}70 \text{ mW/m}^2$ . Al sur del Macizo Ibérico (figura 5.1), en la Zona Surportuguesa, se ha podido acotar bien una anomalía positiva en torno a  $80 \text{ mW/m}^2$  en base a un grupo de ocho sondeos que no presentan circulación de agua.

### V.2.1. Flujo de calor en las principales unidades tectonotérmicas

Definiendo una unidad tectonotérmica como aquella área geológica cuyo régimen térmico se ha visto globalmente alterado por un evento tectónico determinado; Marzán Blás (2000) lleva a cabo un análisis estadístico de los valores de flujo

Figura 5.1.  
Mapa regional del flujo de calor superficial en la Península Ibérica. Las isótermas son cada  $10 \text{ mWm}^{-2}$ . Los círculos indican medidas en pozos de petróleo, los triángulos en pozos para abastecimiento de agua y explotación minera y los cuadrados indican mediciones con sondas marinas (modificado de Marzán Blás, 2000)



de calor superficial según las principales unidades tectonotérmicas de la Península Ibérica. Para ello define estas unidades de la siguiente forma (figura 5.1).

- Macizo Ibérico, donde el último evento tectonotermal que lo afectó globalmente fue la orogenia hercínica.
- Margen Atlántico (margen Portugués y Gallego), margen Cantábrico y Golfo de Cádiz), afectado por un proceso extensivo desde el Triásico al Jurásico superior.
- Dominio Alpino (incluye las cadenas Béticas, Ibérica y Pirenaica, y la cuenca Vasco-Cantábrica), producto de la orogenia alpina que comenzó en el Cretácico superior y todavía es activa.
- Cuenas terciarias (incluyen la del Duero, del Tajo, Lusitana, de Mallorca, del Ebro, del Guadalquivir y las de Galicia) y son consecuencia de la tectónica alpina.
- Por último, el margen Mediterráneo (Cuenca Catalano-Balear y cuencas de Alborán y Sur-Balear) cuyo último evento tectonotermal es la extensión durante el Neógeno.

En las cuencas terciarias, los valores de flujo de calor presentan una distribución ancha y bastante simétrica en torno a un valor más probable, o frecuente, de  $65 \text{ mWm}^{-2}$ , siendo, sin embargo,  $73 \pm 27 \text{ mWm}^{-2}$  su valor medio. Este desplazamiento del valor medio se debe a la contribución de importantes anomalías geotérmicas de carácter positivo.

En el mapa de flujo de calor (figura 5.2) (Marzán Blás, 2000), puede observarse la situación de estas anomalías: al este de la Cuenca del Ebro, en la Cuenca del Guadalquivir y en las cuencas gallegas, línea punteada). La gran amplitud de la distribución de frecuencias (s.d.) es un reflejo de la importancia de la perturbación

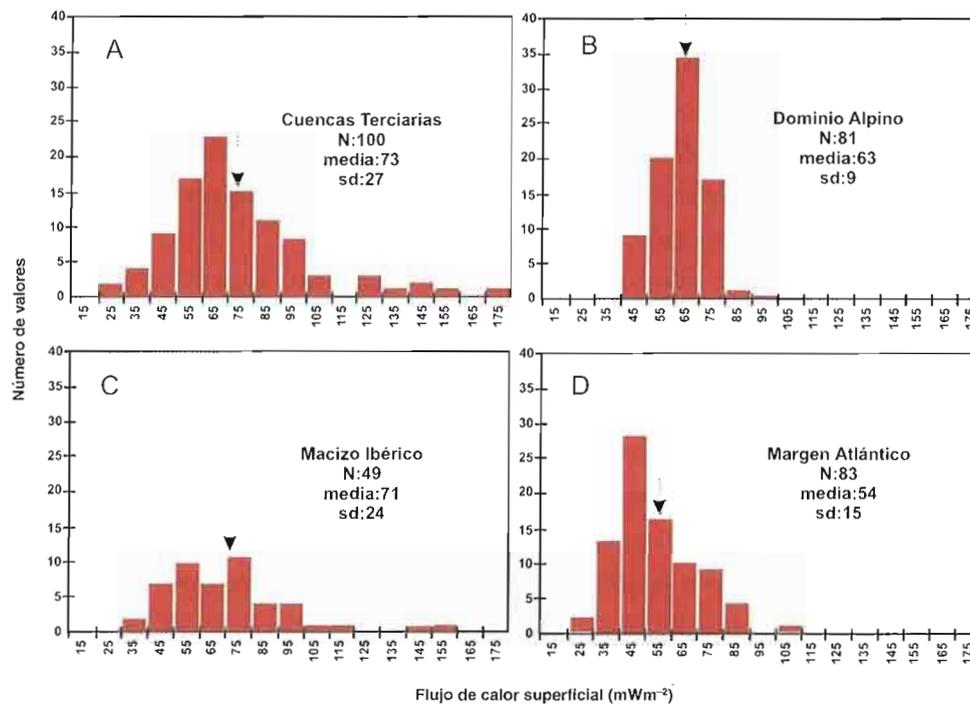


Figura 5.2. Distribución estadística de los valores de flujo de calor superficial en el Macizo Ibérico, el margen Atlántico, margen Cantábrico y Golfo de Cádiz), el dominio alpino (incluye las cadenas Béticas, Ibérica y Pirenaica, y la Cuenca Vasco-Cantábrica) y las cuencas terciarias (Duero, Tago, Lusitania, Mallorca, Galicia, Ebro y Guadalquivir). La flecha indica el valor medio de flujo de calor (modificada de Marzán Blás, 2000)

por circulación de agua, tanto ascendente como descendente, que afectan a estas cuencas.

El dominio Alpino tiene una distribución de valores estrecha y centrada en  $65 \text{ mWm}^2$ , coincidente con el valor medio obtenido  $63 \pm 9 \text{ mWm}^2$  (figura 5.2). La totalidad de los datos en el dominio Alpino procede de sondeos de petróleo (considerablemente profundos), lo cual puede justificar que aparezcan escasas evidencias de perturbación por circulación de agua.

La densidad de datos en el Macizo Ibérico no es muy alta, y los datos proceden exclusivamente de sondeos de abastecimiento de agua o de exploración minera. Estos sondeos son relativamente poco profundos y por tanto su gradiente es muy sensible a perturbaciones por circulación de agua o variaciones de temperatura superficial, razones por las que el valor medio de flujo de calor,  $71 \pm 24 \text{ mWm}^2$ , tiene asociada una importante desviación. La distribución de frecuencias es muy amplia y bimodal. Tiene un primer máximo en  $55 \text{ mWm}^2$ , valor esperable para una zona donde los últimos eventos tectonotermiales tuvieron lugar en el Hercínico (Chapman y Furlong, 1977); y un segundo máximo en  $75 \text{ mWm}^2$ , que viene asociado a la anomalía regional ya descrita situada al Sur del Macizo Ibérico (figura 5.2).

El valor medio de flujo de calor en el margen Atlántico es de  $54 \pm 15 \text{ mWm}^2$ . La distribución estadística de valores tiene un carácter asimétrico (figura 5.2) (Marzán Blás, 2000), con una coda estrecha en los valores inferiores, y amplia en los valores elevados. En la coda estrecha de la distribución, en el entorno de 25-

50  $\text{mWm}^2$ , se sitúan los datos de la parte oceánica del margen con valores muy uniformes y coherentes con los resultados de Parsons y Sclater (1977) para una litosfera oceánica del Jurásico Superior, como la del margen Atlántico de Iberia (Srivastava *et al.*, 1990). A medida que se entra en el dominio continental aumenta el flujo de calor y también su dispersión, hasta alcanzar valores en torno a 80  $\text{mWm}^2$  en la cuenca Lusitana.

El margen Mediterráneo, con 319 datos, es el área tectónica mejor muestreada, y tiene un valor medio de flujo de calor elevado,  $81 \pm 26 \text{ mWm}^2$ . Los datos presentan una distribución bastante ancha con el valor medio coincidente con el valor más frecuente. Para profundizar mejor en el análisis de los datos, se pueden dividir según dos áreas con una geodinámica diferente: la Cuenca Catalano-Balear, y las cuencas de Alborán y Sur-Balear (Marzán Blás, 2000) (figura 5.3).

La frecuencia de los valores en la cuenca Catalano-Balear tiene una distribución bastante simétrica y relativamente estrecha, con un valor medio de  $76 \pm 15 \text{ mWm}^2$ . Los valores más bajos que aparecen en la muestra están asociados a anomalías originadas por circulación de agua en la zona de talud frente a isla de Mallorca, (Foucher *et al.*, 1992). Los valores más elevados corresponden a la parte más meridional del eje de la cuenca, y están asociados a una mayor complejidad geodinámica en la zona (Fernández *et al.*, 1995).

La distribución de la frecuencia de valores de flujo de calor en las cuencas de Alborán y Sur-Balear es ancha y asimétrica con gran amplitud de la rama de valores inferiores. El valor medio de  $86 \pm 33 \text{ mWm}^2$ , supone el mayor valor medio de todas las áreas muestreadas, y es consecuencia del fuerte adelgazamiento litosférico sufrido en la zona (Polyak *et al.*, 1996; Torne *et al.*, 2000). La importancia de los valores bajos en la muestra es un reflejo de las anomalías negativas, aparentemente, asociadas a corrientes marinas profundas que cruzan el Estrecho de Gibraltar (Polyak *et al.*, 1996).

En la figura 5.4 se muestra la relación entre flujo de calor y edad tectonotermal para las unidades tectonotérmicas anteriormente establecidas. Además se han añadido las curvas que relacionan el flujo de calor con la edad de la corteza oceánica, propuesta por Sclater *et al.* (1976), y con la edad tectonotermal en continente, propuesta por Chapman y Furlong (1977). Los valores medios de flujo de calor en corteza continental están en buen acuerdo con la curva propuesta por Chapman y Furlong (1977). El margen Atlántico y Mediterráneo, donde los datos corresponden a corteza continental y oceánica, concuerdan con ambas curvas. La asimetría con respecto al valor medio de flujo de calor que se observa en el margen Mediterráneo y las cuencas terciarias continentales (figuras 5.2 y 5.3), se explica porque ambas engloban los periodos Neógeno y Cuaternario donde el gradiente de las curvas es máximo. Aunque el valor medio en cada unidad coincide con el propuesto por las curvas, los eventos tectonotermales muy recientes o actuales aumentan la dispersión hacia valores altos.

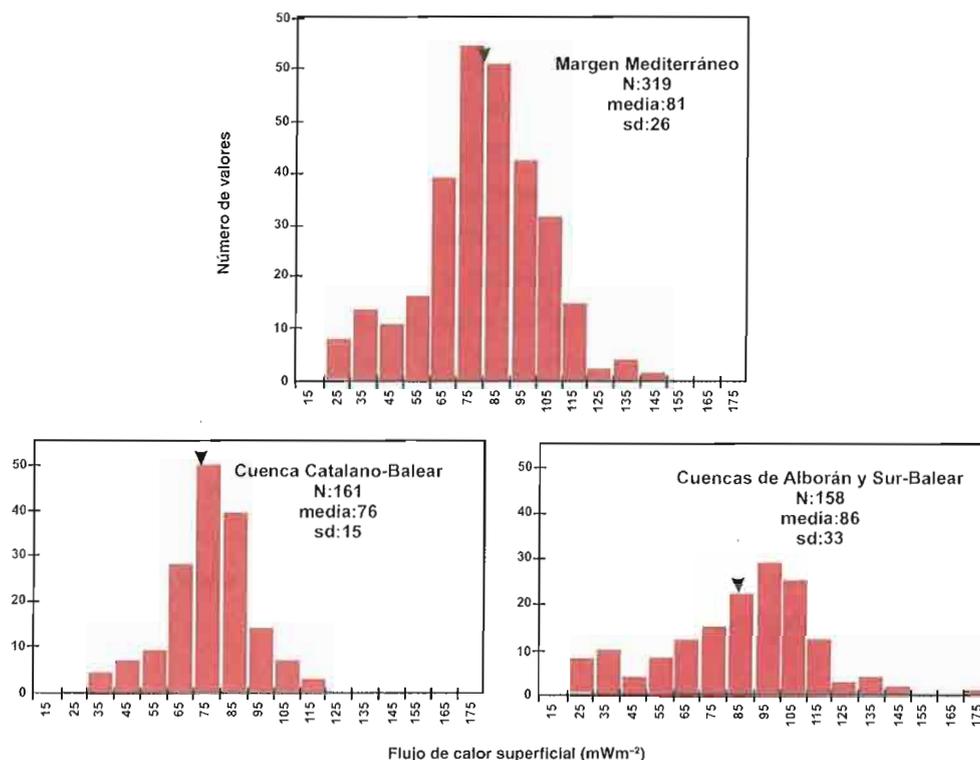


Figura 5.3. Distribución estadística de los valores de flujo de calor superficial en el margen Mediterráneo y su división en dos áreas de geodinámica diferente: cuenca Catalano-Balear y cuencas de Alborán y Sur-Balear. La flecha indica el valor medio de flujo de calor (modificada de Marzán Blás, 2000)

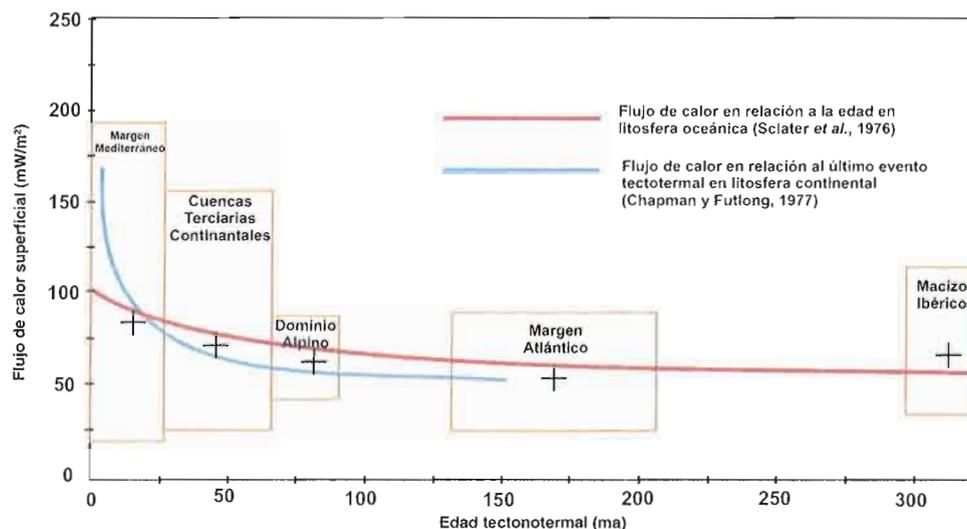


Figura 5.4. Relación entre el flujo de calor y edad tectonotermal para las unidades tectonotérmicas de la Península Ibérica. Las cajas representan la variabilidad en flujo de calor y edad. Las cruces marcan el valor medio de flujo de calor en cada unidad. Además, se han añadido las relaciones empíricas propuestas por Sclater et al. (1976) y por Chapman y Furlong (1977) (modificado de Marzán Blás, 2000)

### V.3. GRAVIMETRÍA E ISOSTASIA

En cuanto a la gravimetría, y a partir de la unificación de información procedente de diferentes organismos públicos, se ha obtenido una nueva base de datos muy representativa. Así, las observaciones en tierra proceden del (Instituto Geográfico Nacional, Enresa y el Bureau Gravimétrique International). Para las

observaciones en mar se ha contado con datos obtenidos mediante técnicas de altimetría satelital, método que asegura una gran cobertura de información con una calidad muy aceptable (Smith y Sandwell, 1997).

El total de 157.766 observaciones topográfico-batimétricas se han tomado de dos fuentes distintas. Por un lado se han seleccionado datos batimétricos de la base de datos de Sandwell y Smith (1997), obtenidos también mediante la técnica de altimetría satelital. Para los datos terrestres se ha seleccionado la base topográfica mundial GTOPO30 del USGS. Una vez seleccionados los datos ha sido necesario realizar una homogenización a un sistema de referencia común para todas las observaciones gravimétricas (*Geodetic Reference System* de 1967). Además, debido a que algunos de estos datos no presentaban corrección topográfica ha sido necesario realizar esta corrección a todos los datos terrestres hasta los 167 km Finalmente todos los resultados de anomalía de Bouguer completa se han interpolado a una malla regular con 4 km de intervalo entre nodos, utilizando como algoritmo el *Kriging* con variograma lineal

### V.3.1. Mapa de anomalías de Bouguer. (figura 5.5)

El mapa de anomalías de Bouguer presenta un intervalo entre curvas isoanómalas de 10 mGal, e incluye toda la Península Ibérica y áreas oceánicas adyacentes, lo que permite analizar el Antepaís Ibérico eliminando los efectos de borde. Sus dimensiones son suficientes para investigar las anomalías isostáticas de gran longitud de onda (mayores de 500 km) que tengan significado geológico. Gracias al gran número de datos utilizados y a la extensión del mapa en áreas oceánicas se ha conseguido una mayor resolución respecto a los mapas de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica publicados con anterioridad (Mezcua *et al.*, 1996).

Los valores del mapa de anomalías de Bouguer presentan una amplia variación, oscilando entre valores máximos de entorno a los 350 mGal en las zonas abisales oceánicas y valores mínimos alrededor de los -160 mGal en la Cordillera Bética. Hay que destacar que los valores negativos de anomalía de Bouguer se distribuyen sobre casi toda la superficie de la Península Ibérica, exceptuando la zona del NO peninsular, así como el área ocupada por las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, debido a la presencia de rocas de alta densidad. En este mapa se aprecian algunas anomalías que pueden asimilarse a cuerpos geológicos cartografiados en superficie. Sin embargo, en otras la relación no es tan clara, quedando enmascarada por la distribución en profundidad de las raíces isostáticas.

### V.3.2. Análisis Isostático

Para intentar explicar el comportamiento isostático en la litosfera, hay tres modelos principales. En dos de ellos (modelo de Pratt-Hayford, Hayford y Bowie, 1912

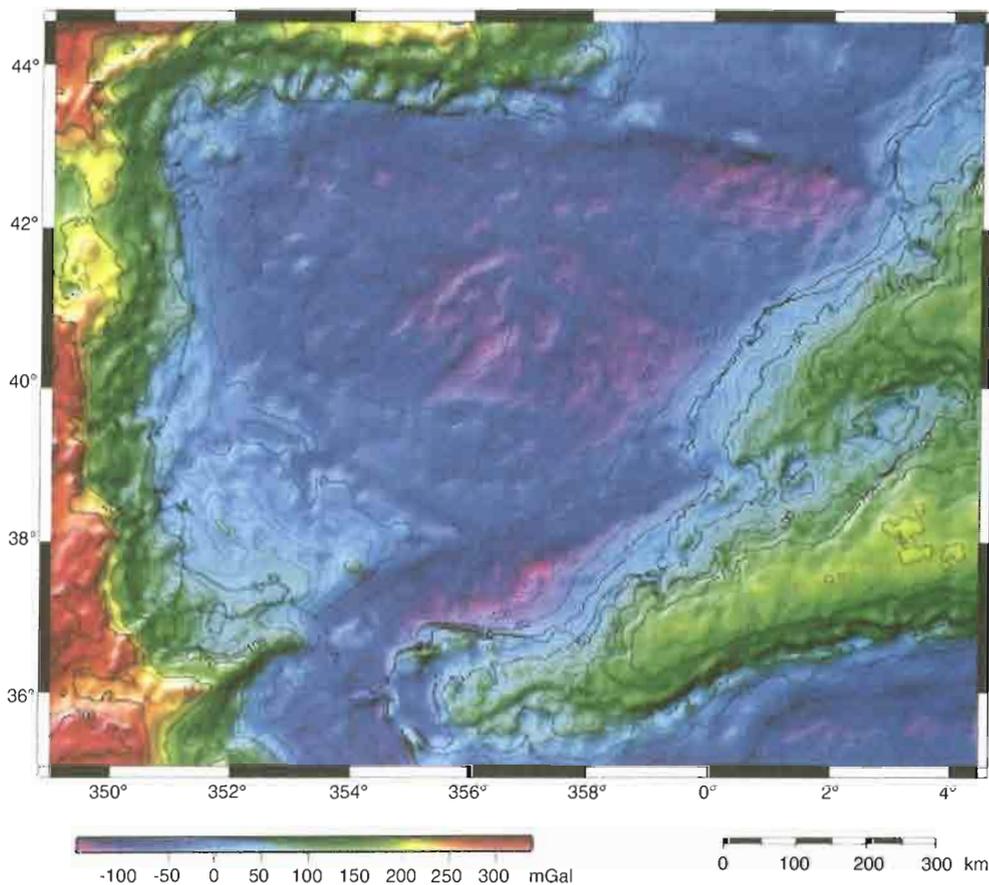


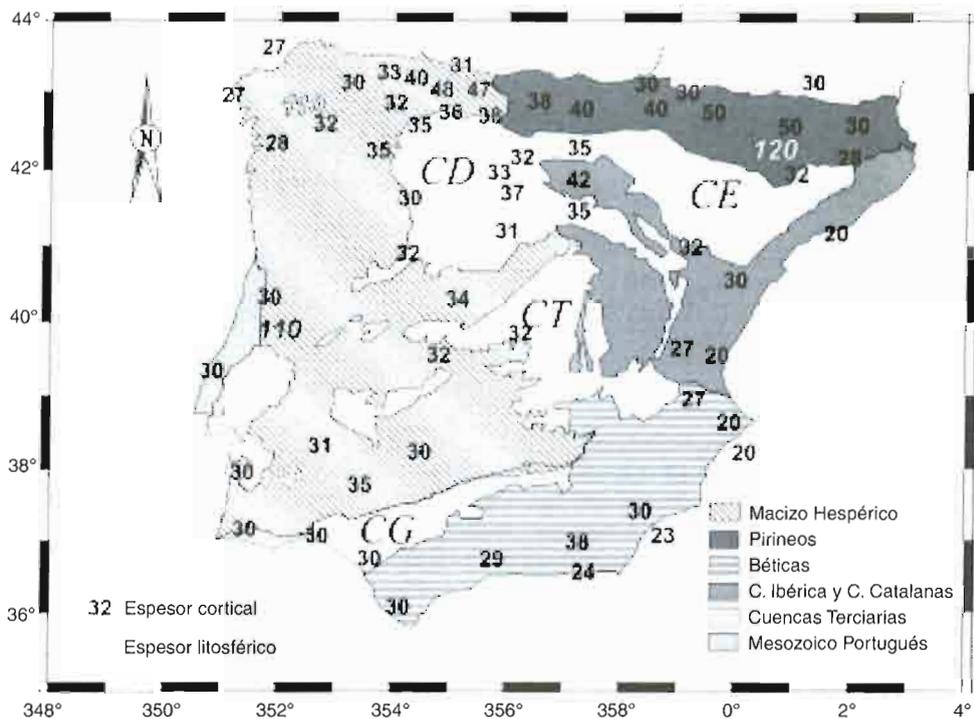
Figura 5.5.  
Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer (mGal) de la Península Ibérica y áreas adyacentes

y Airy-Heiskanen, Heiskanen y Moritz, 1967), el mecanismo de compensación se realiza de manera local, mientras que el de Vening-Meinesz (1939) propone un mecanismo de compensación regional introduciendo un parámetro de regionalidad  $R$ . La obtención de la anomalía isostática residual se realiza sustrayendo la corrección isostática, de la anomalía de Bouguer. Esta corrección isostática refleja el efecto gravimétrico regional, causado por el déficit de densidad bajo una carga topográfica, asumiendo un modelo isostático inicial. A este efecto se le ha denominado tradicionalmente campo isostático regional (Jachens *et. al.*, 1989).

Para la realización de este mapa de anomalías isostáticas residuales se ha seleccionado el modelo de Airy-Heiskanen con compensación local por su facilidad de cálculo y buenos resultados en áreas continentales (Simpson *et. al.*, 1986; Álvarez *et al.*, 2002). Para calcular la geometría de la raíz,  $T_{(x)}$ , con este modelo, es necesario introducir tres parámetros iniciales: el espesor de la corteza en equilibrio a nivel del mar (raíz de Airy-Heiskanen,  $T_c$ ), el contraste de densidad a través de la base de la raíz, ( $\Delta\rho$ ) y, por último, la densidad de la carga topográfica, ( $\Delta_c$ ).

$$T_{(x)} = h_{(x)} \frac{\rho_c}{\Delta\rho} + T_c \quad \text{ecuación [5.1]}$$

Figura 5.6. Valores de espesores cortical y litosférico obtenidos en trabajos previos (Córdoba *et al.*, 1987; Banda, 1988; Suriñach y Vegas, 1988; ILIHA DSS Group, 1993; Whitmarsh *et al.*, 1993; Whitmarsh y Miles, 1995; Paulssen y Visser, 1993; Banda *et al.*, 1993; Pinheiro *et al.*, 1992; ESCI, 1995; Marzán, 2000; Simancas, *et al.*, 2003; Pedreira *et al.*, 2003)



Para determinar el espesor de la raíz a nivel del mar,  $T_c$ , se ha realizado un análisis espectral de la malla de datos de anomalías de aire libre para la Península Ibérica (Karner y Watts, 1983). A partir de este análisis espectral llegamos a un valor medio de  $T_c$  de entre 30 y 33 km Cabe destacar que este valor se ajusta, de manera aproximada, a los espesores corticales deducidos a partir de diversos trabajos de sismica de refracción en varias zonas de la Península Ibérica, (ILIHA DSS Group, 1993, figura 5.6). El contraste de densidad a través de la base de la raíz se ha determinado mediante la confrontación de los valores de anomalías de Bouguer para áreas terrestres frente a sus cotas, obteniéndose un contraste de densidad ( $\Delta\rho$ ) en áreas continentales de  $0.83 \text{ g.cm}^{-3}$ . Para la densidad de la carga topográfica hemos preferido asumir el valor medio de  $2.67 \text{ g.cm}^{-3}$ , utilizado universalmente en el cálculo de la corrección de Bouguer. Una vez definida la geometría de la raíz se calculó su efecto gravimétrico, o corrección isostática mediante el algoritmo AIRYROOT (Parker, 1973; Simpson *et al.*, 1983), que proporciona un mapa de anomalías regionales, generado por la geometría del Moho y el contraste de densidad, a través de esa superficie. Finalmente, el mapa de anomalías isostáticas residuales (AIR) se obtuvo sustrayendo esta corrección del mapa de anomalías de Bouguer que describimos antes.

### V.3.3. Mapa de anomalías isostáticas residuales

En el mapa de anomalías isostáticas residuales (figura 5.7) se observan anomalías de larga y corta longitud de onda. Las longitudes de onda amplias deben

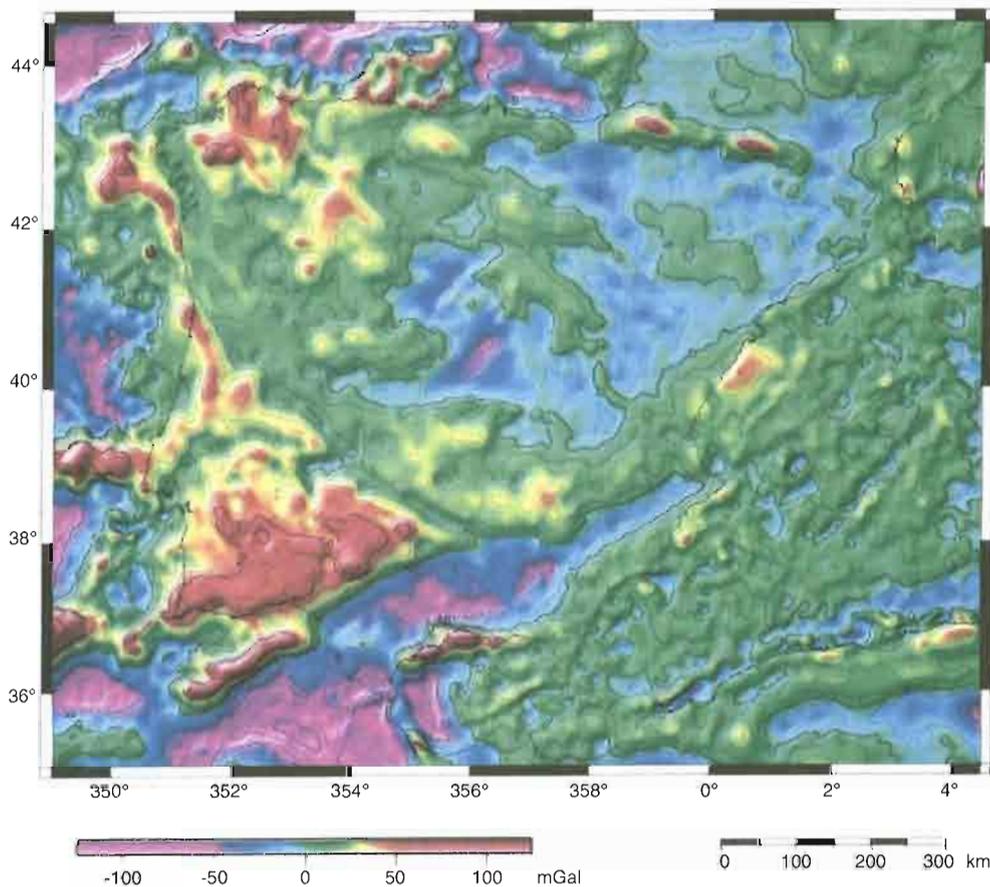


Figura 5.7. Mapa de anomalías isostáticas residuales (AIR) que muestra las variaciones de densidad intracorticales (mGal). Se ha asumido un modelo isostático de Airy y unos valores de  $\Delta\rho$  y  $T_c$  de  $0.83 \text{ gr}\cdot\text{cm}^{-3}$  y  $30 \text{ km}$  respectivamente

relacionarse con la ausencia de equilibrio isostático, o bien porque existen otros mecanismos de compensación no local. Este es el caso de algunas anomalías isostáticas residuales de gran longitud de onda (Cordillera Bética). Las longitudes de onda menores, por el contrario, no se relacionan con los mecanismos de compensación, sino con cuerpos geológicos con contraste de densidad emplazados en los primeros km de la corteza.

El mapa de anomalías isostáticas residuales muestra unos valores de entre 80 mGales en el SO de la Península Ibérica y los -65 mGales de la Cordillera Bética. Dentro del Antepaís Ibérico dominan las interferencias de las anomalías asociadas a estructuras variscas (de orientación principal NO-SE a E-O, por ejemplo, el eje negativo del batolito de los Pedroches) con las estructuras alpinas compresivas de dirección general NO-SE. El mayor gradiente, con una geometría alargada, se localiza en la falla del borde Sur del Sistema Central. Adosadas a esta cadena aparecen dos grandes anomalías negativas de gran longitud de onda que se corresponden con las cuencas del Duero y del Tajo, y que deben estar asociadas al gran espesor de sedimentos, y al comportamiento flexural por carga topográfica y presencia de esfuerzos tectónicos horizontales (Van Wees *et al.*, 1995; Andeweg *et al.*, 1999; Stapel, 1999). De estas dos grandes anomalías, la de la Cuenca del Duero presen-

ta una menor magnitud, probablemente debido a la mayor resistencia de la corteza en esta zona, tal y como sugieren los perfiles reológicos calculados (Tejero y Ruiz, 2002). También se aprecian en el mapa de anomalías isostáticas residuales numerosas estructuras compresivas con levantamiento del basamento, que quedan reflejadas como zonas de alto gradiente de orientación NE-SO (borde Norte de la unidad de Cameros, el cabalgamiento de la Sierra de Guadalupe-Montánchez). Las principales estructuras extensionales que se observan también se muestran como zonas de alto gradiente que limitan anomalías isostáticas residuales negativas (fallas normales de la Fosa de Teruel y de la Cadena Costera Catalana).

#### V.4. ANÁLISIS AEROMAGNÉTICO

Una vez recibidos los datos aeromagnéticos (en forma de malla) por parte del IGN se planteaba la necesidad de la incorporación de estos en una base de datos que facilitara el posterior procesado y análisis de los mismos. A continuación, se van a describir brevemente los datos de partida originales y las transformaciones pertinentes de estos para su incorporación en la nueva base de datos aeromagnéticos.

Los datos originales proceden del levantamiento aeromagnético de España peninsular (Ardizzone *et al*, 1989) llevado a cabo en 1987 por parte del IGN. La red del levantamiento se compone de 104 líneas de vuelo con dirección N-S y espaciado de 10 km, 22 líneas de control en dirección E-O con un espaciado de 40 km y 40 líneas perimetrales que cierran la red. El vuelo tiene una altitud barométrica de 3.000 m, la velocidad media del avión se mantuvo entre 240 y 250 km/h con lo que se obtuvo una media de un dato cada 34 m. A estos datos se les eliminó el campo de origen interno restando el IGRF-85 interpolado a la época del levantamiento (1987). Una vez concluido el procesado de los datos se pasó a la interpolación de los mismos sobre una red de 2.500 m de espaciado.

Esta malla de 2.500 m de espaciado es la que constituye nuestros datos de partida. Lo primero que se planteaba realizar era la eliminación de datos erróneos de esa malla ya que incluía datos pertenecientes al proceso de *blanqueo* de la misma, en la figura 5.8 podemos ver una representación gráfica de dicha malla reinterpolada a 4.000 m.

Una vez obtenidos los datos válidos se pasó a realizar la adición del IGRF-85 trasladado al año 1987 para obtener valores del Campo Magnético Total.

Con esto se ha realizado una nueva base de datos aeromagnéticos en formato Oasis Montaj™ denominada Aeromag.gdb en la que se incluyen los siguientes campos: longitud, latitud, coordenadas X e Y (UTM, Huso 30), valor de anomalía magnética, valor del campo magnético total, inclinación del campo y declinación del campo.

Una vez concluida la fase de creación de la nueva base de datos pasamos a describir el tratamiento y puesta en marcha de los algoritmos y software específicos.

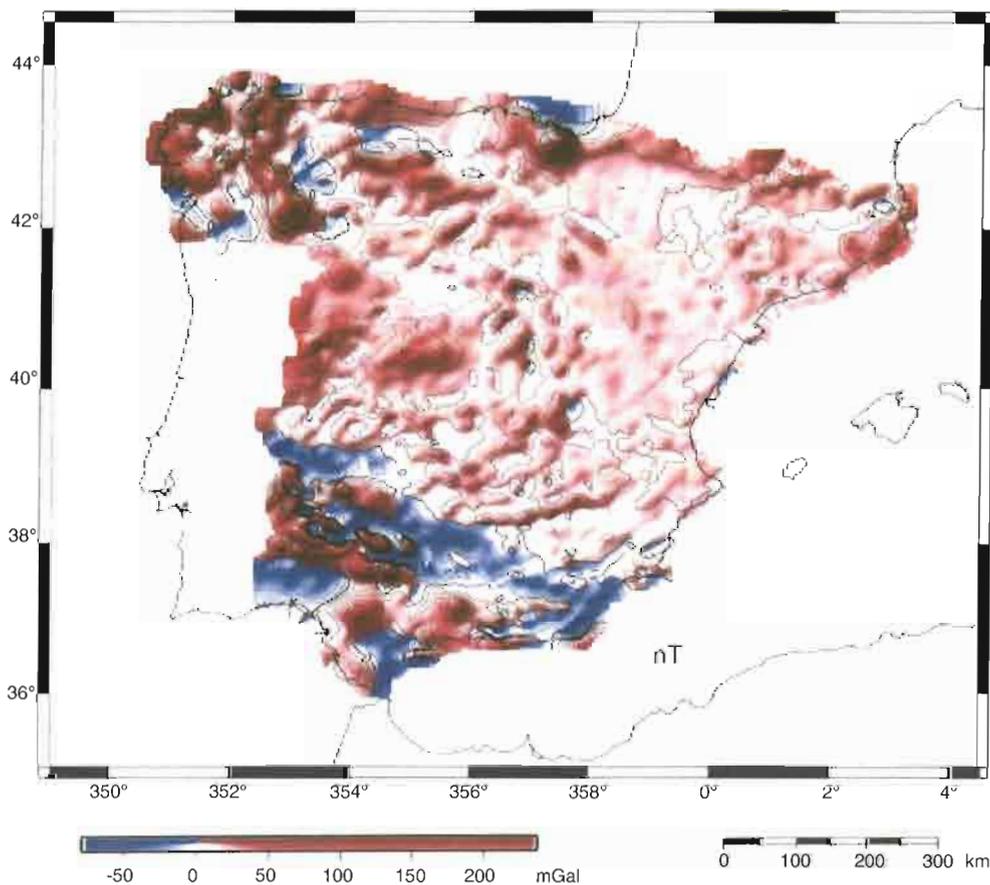


Figura 5.8.  
Mapa de anomalías magnéticas  
procedente del  
vuelo aeromagnético del IGN.  
(Arzidone et al.,  
1989)

#### V.4.1. Análisis de los datos

El primer paso a la hora de desarrollar la metodología específica de análisis de datos aeromagnéticos consiste en la creación de mallas de datos ya que los algoritmos empleados trabajan directamente sobre éstas y no sobre los datos puntuales, por tanto, es necesaria una breve descripción de estas mallas iniciales. El paquete informático utilizado tanto para la realización de las mallas como para su posterior tratamiento ha sido el código Oasis Montaj™.

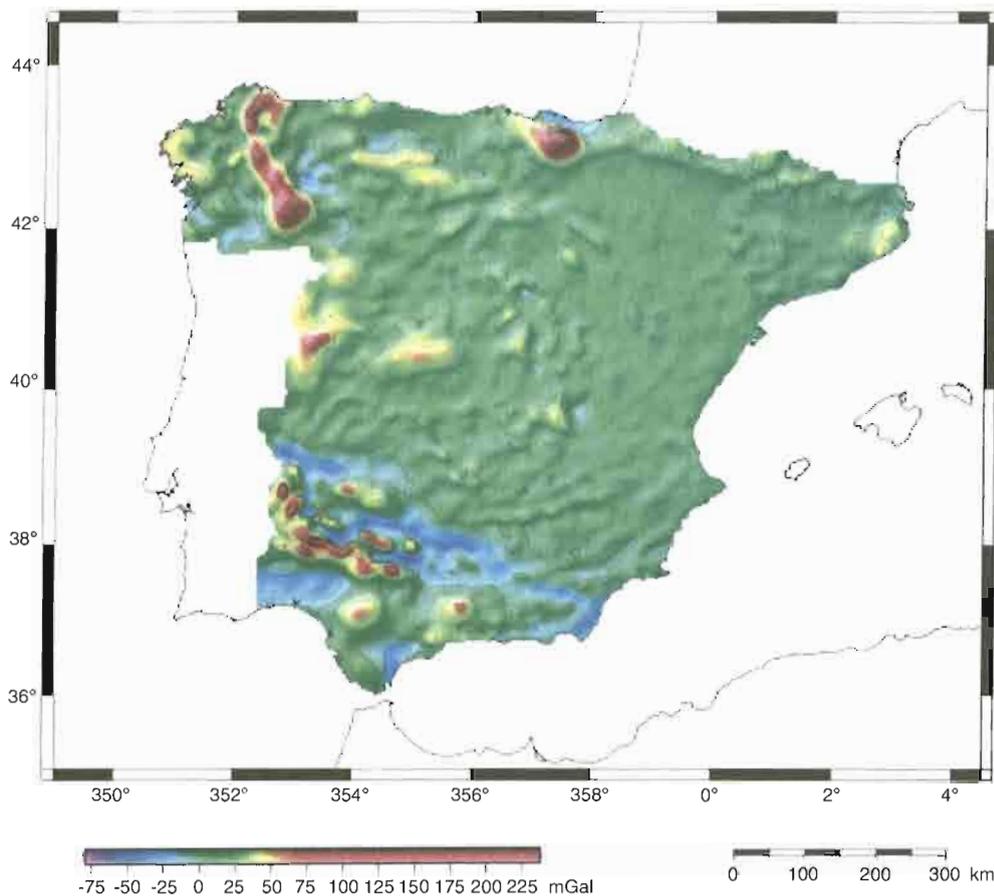
La primera malla que se realizó fue la de los datos de anomalías aeromagnéticas, para su creación se utilizó el método de la *Mínima Curvatura* ya que los datos iniciales provenían de la malla regularizada preexistente del IGN, si bien el paso de malla utilizado fue de 4.000 m en un intento de conseguir un paso de malla similar tanto para datos gravimétricos como aeromagnéticos a nivel de toda la península. El resultado final fue una malla de datos distribuidos en 219 filas y 259 columnas con un valor medio de la anomalía de 13.6 nT y una desviación estandar de 20.7. El mapa obtenido a partir de esta malla queda reflejado en la figura 5.9 en la que se pueden observar algunas estructuras importantes que pasamos a comentar brevemente.

En el noroeste peninsular se identifica una extensa banda de anomalía positiva que sigue la traza aproximada del límite entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica. Asimismo, podemos observar una amplia anomalía dipolar en la cuenca Vasco-Cantábrica. En la zona central de la península observamos otra anomalía dipolar con una orientación preferente N-S. Por último, en el suroeste peninsular podemos observar otra extensa franja de anomalías positivas, con dirección NW-SE, que resaltan de manera notable entre anomalías de polaridad negativa, esta franja podría correlacionarse con mineralizaciones de sulfuros metálicos de la faja pirítica española.

La segunda malla (figura 5.10) que se creó fue la del campo magnético total, con un método de interpolación y un paso de malla idénticos a los de la primera. El valor medio del campo total fue de 43.055,3 nT y la desviación estándar de 813.7, asimismo los valores medios de inclinación y declinación del campo fueron 55.5° y -4.6° respectivamente. La figura 5.10 muestra el mapa obtenido a partir de la malla, observándose una tendencia regional con un descenso de los valores del campo a medida que nos desplazamos hacia el Sur del mapa.

Estas dos mallas, como hemos mencionado anteriormente, constituyen el punto de partida para las dos técnicas que describimos a continuación, la *deconvolución de Euler* y la *reducción al polo* de los datos aeromagnéticos.

Figura 5.9. Mapa de anomalías magnéticas obtenido a partir de los datos del IGN. (Arzidone et al., 1989), reinterpolada a 4.000 m y que ha sido la base de los procesados posteriores



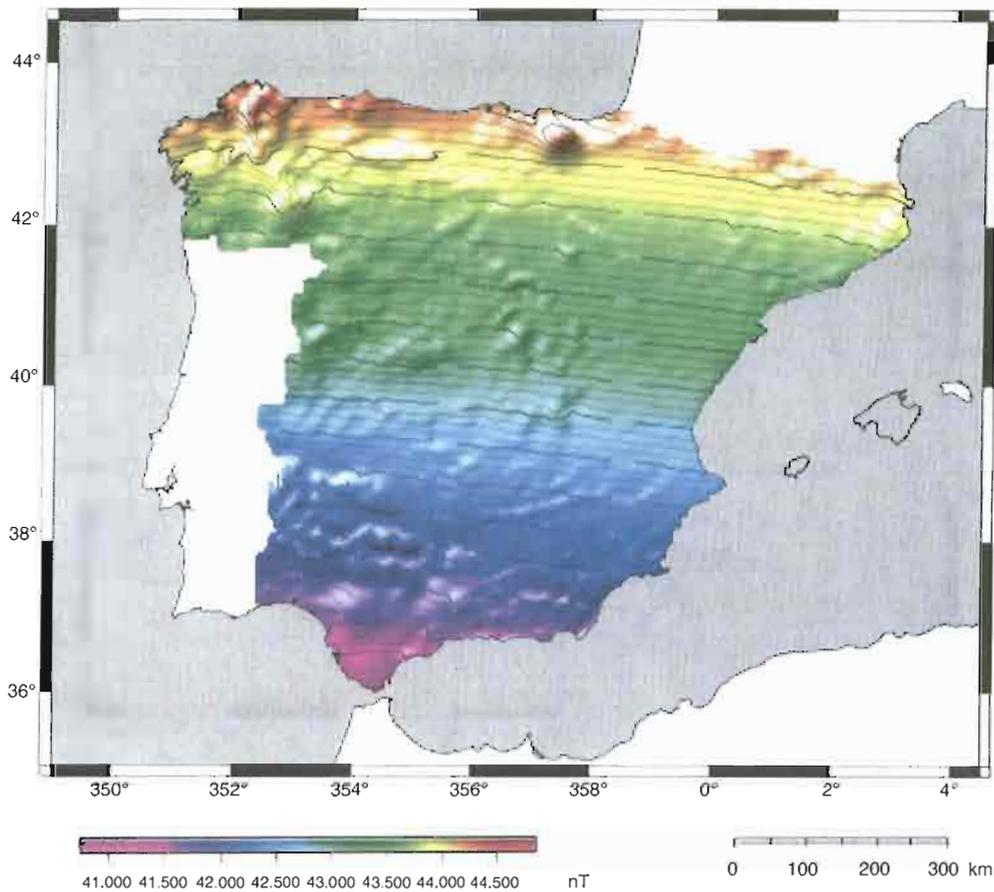


Figura 5.10. Mapa de campo magnético total (nT), con un método de interpolación y un paso de malla idénticos a los de la figura 5.9

#### V.4.2. Análisis de Fuentes Magnéticas: Deconvolución de Euler

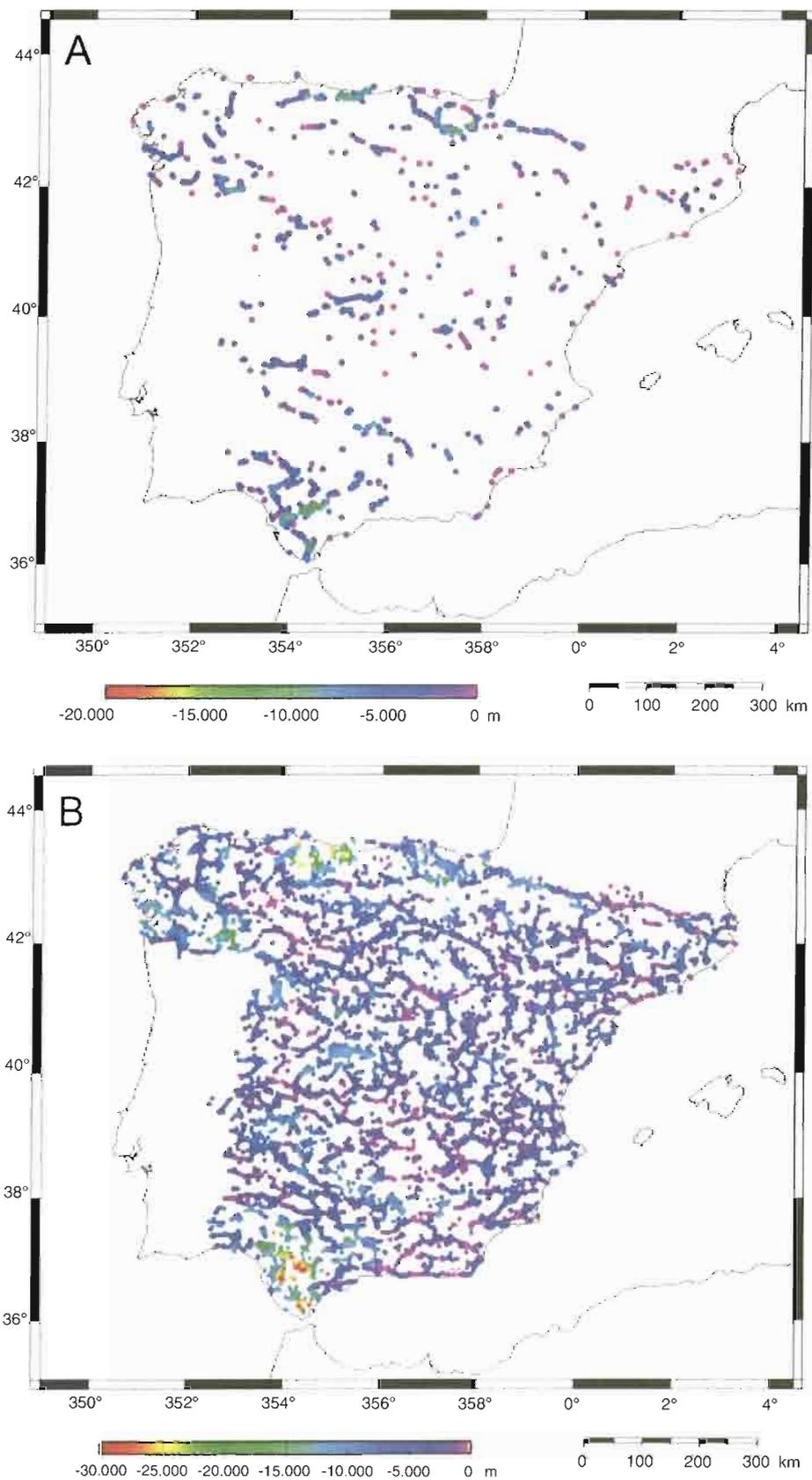
La aplicación más universal de los datos gravimétricos y magnéticos ha sido la determinación de la posición y profundidad de los cuerpos que producen las anomalías observadas.

La deconvolución de Euler es uno de los procesos que se ha venido utilizando a lo largo del tiempo para la localización de estas fuentes causantes de anomalías en campos potenciales, por ejemplo diques, domos, contactos, etc. El proceso se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler, *ecuación (5.1)*, que relaciona el campo (magnético o gravimétrico) y sus gradientes con la localización de la fuente, para un grado de homogeneidad  $N$ , que debe ser interpretado como un índice estructural (Thompson, 1982).

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad \text{ecuación [5.2]}$$

Este índice estructural es una medida de la tasa de cambio con respecto a la distancia de un campo potencial. De esta manera se asigna un índice estructural a una figura geométrica dada, por ejemplo Reid *et al.*, (1990), asignan un  $N = 3$

Figura 5.11. Representan la localización de las fuentes (m) causantes de las anomalías magnéticas a partir de la aplicación de la deconvolución de Euler utilizando índices estructurales de A) 0 y B) 1



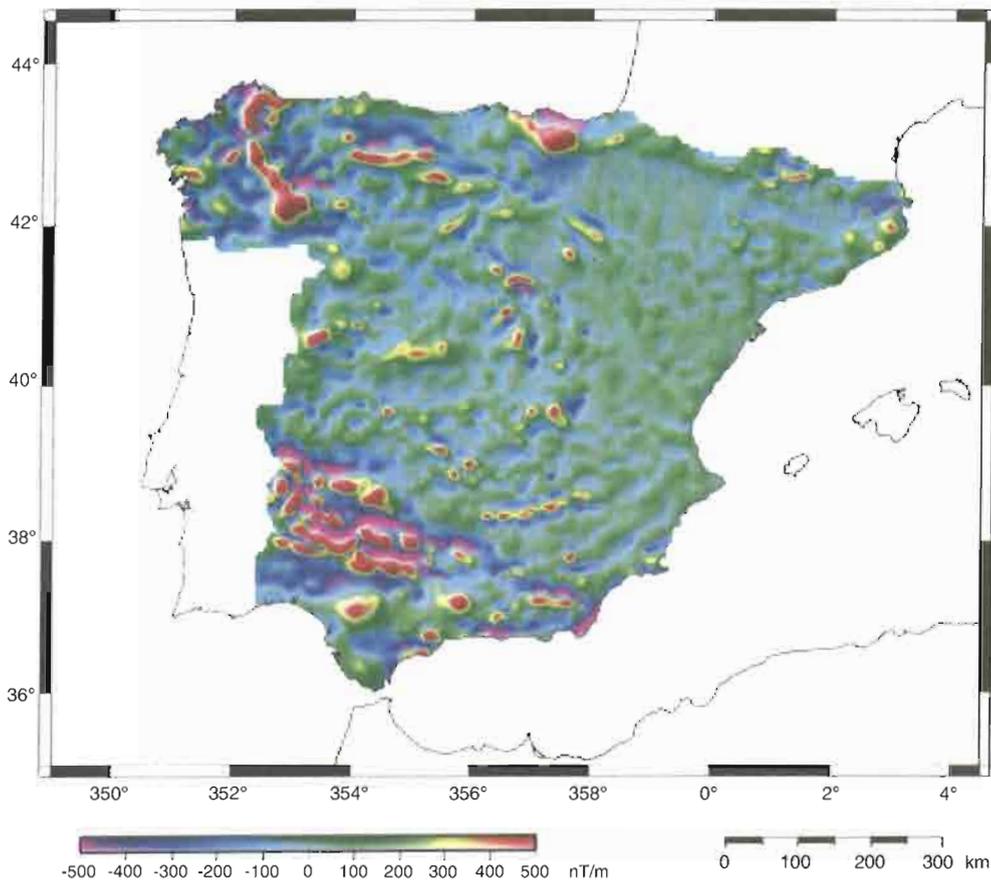


Figura 5.12.  
Mapa de la primera derivada del campo total en la vertical (nT/m)

para una esfera,  $N = 2$  para un tubo vertical,  $N = 1$  para un dique y  $N = 0$  para un contacto magnético.

En resumen, dado un conjunto de datos del campo magnético total, podemos determinar la localización de la fuente resolviendo la ecuación de Euler, para un índice  $N$ , mediante la inversión de los datos por mínimos cuadrados. Este proceso de inversión conlleva una incertidumbre, o desviación estándar, para cada uno de los parámetros de ajuste de la ecuación que debe utilizarse como criterio de validación de los datos.

Los mapas de las figuras 5.11a y b representan la localización de las fuentes causantes de las anomalías utilizando índices estructurales de 0 y 1 respectivamente. La figura 5.12 representa un paso intermedio en la deconvolución y en ella se representa la primera derivada del campo total en la vertical. Este mapa de derivadas refleja algunas estructuras y se correlaciona bastante bien con el mapa aeromagnético de la figura 5.9.

Por último, hay que comentar que la deconvolución de Euler es un proceso que depende en gran medida de la elección del índice estructural correcto, por tanto, es necesario experimentar con diversos  $N$  hasta encontrar el que mejor ajuste con el tipo de fuente que se desea investigar (diques, fallas, etc.), e intentando reducir al máximo el grado de incertidumbre.

### V.4.3. Reducción al polo magnético

Los mapas aeromagnéticos en latitudes bajas o intermedias se ven afectados por la inclinación del campo magnético. Esto produce un efecto de asimetría en la geometría de las anomalías que dificulta su posterior interpretación. Este efecto se puede eliminar gracias al método de reducción al polo. El método consiste en recalcular la anomalía observada para el caso en que la magnetización es vertical. Para ello aplicamos la ecuación [5.3] a la malla de anomalías aeromagnéticas (figura 5.9) y obtenemos el mapa de la figura 5.13.

$$L(\theta) = \frac{1}{(\text{sen} I_a + i \cos I \cdot \cos(D - \theta))^2} \quad \text{ecuación [5.3]}$$

Donde:

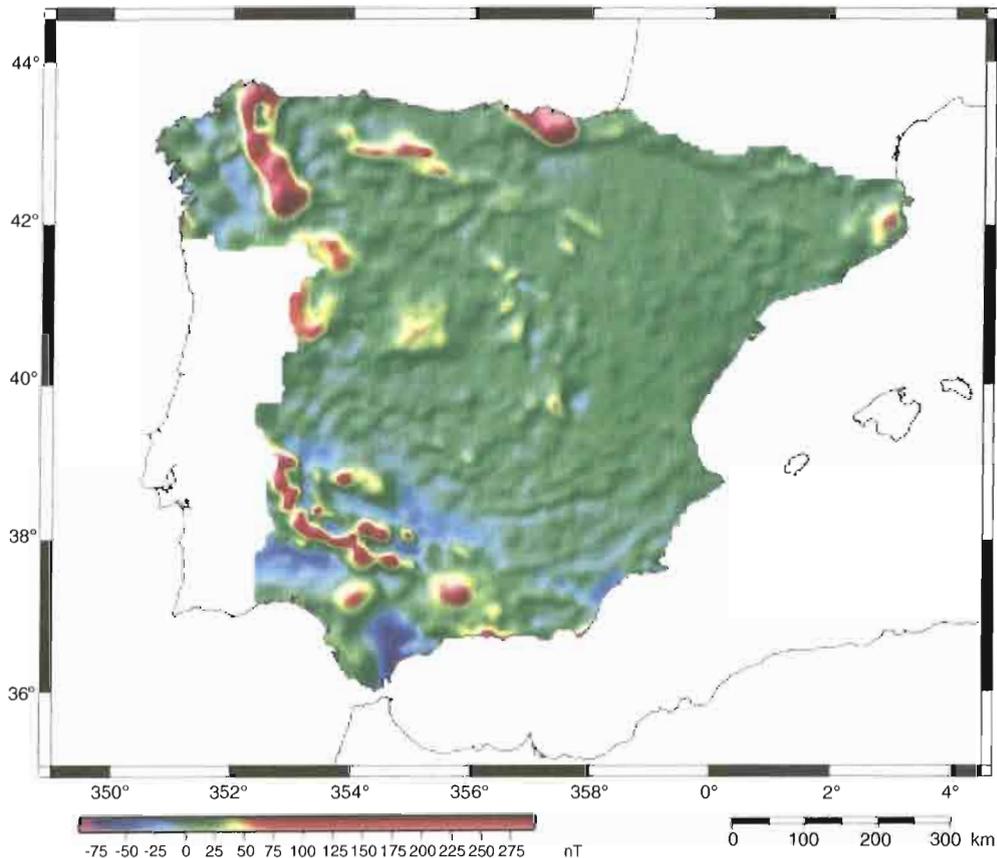
$I$  = Inclinación geomagnética

$I_a$  = Inclinación para la corrección de amplitud

$D$  = Declinación geomagnética

Comparando los mapas de las figuras 5.9 y 5.13 comprobamos como se eliminan algunas anomalías dipolares debidas a la inclinación del campo, como el

Figura 5.13.  
Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo (nT)



gran dipolo situado al norte de la península, facilitando la localización de los cuerpos que las producen y pudiendo comparar esas anomalías con otras fuentes de información geológica y geofísica (ej. mapas de anomalías de Bouguer e isostáticas residuales, figuras 5.5 y 5.7), al estar proyectadas sobre la vertical de los cuerpos geológicos.

#### V.5. MAPA DE ESPESOR DE LA CORTEZA

Para calcular la geometría de la raíz de la corteza en un modelo de compensación isostática local de tipo AIRY-HEISKANEN ( $T_{(x)}$ ) es necesario introducir tres parámetros iniciales: el espesor de la corteza en equilibrio a nivel del mar (raíz de Airy-Heiskanen,  $T_C$ ), el contraste de densidad a través de la base de la raíz, ( $\Delta\rho$ ) y, por último, la densidad de la carga topográfica, ( $\Delta\sigma$ ). Los parámetros utilizados y la metodología aplicada se describen en el apartado de análisis isostático.

Los mapas de profundidad del Moho de la Península Ibérica (Álvarez, 2002), calculados para un espesor de corteza en equilibrio de 30 y 33 km muestran una estructura muy similar y sólo varían las amplitudes máximas en un pequeño porcentaje, pero no su estructura general.

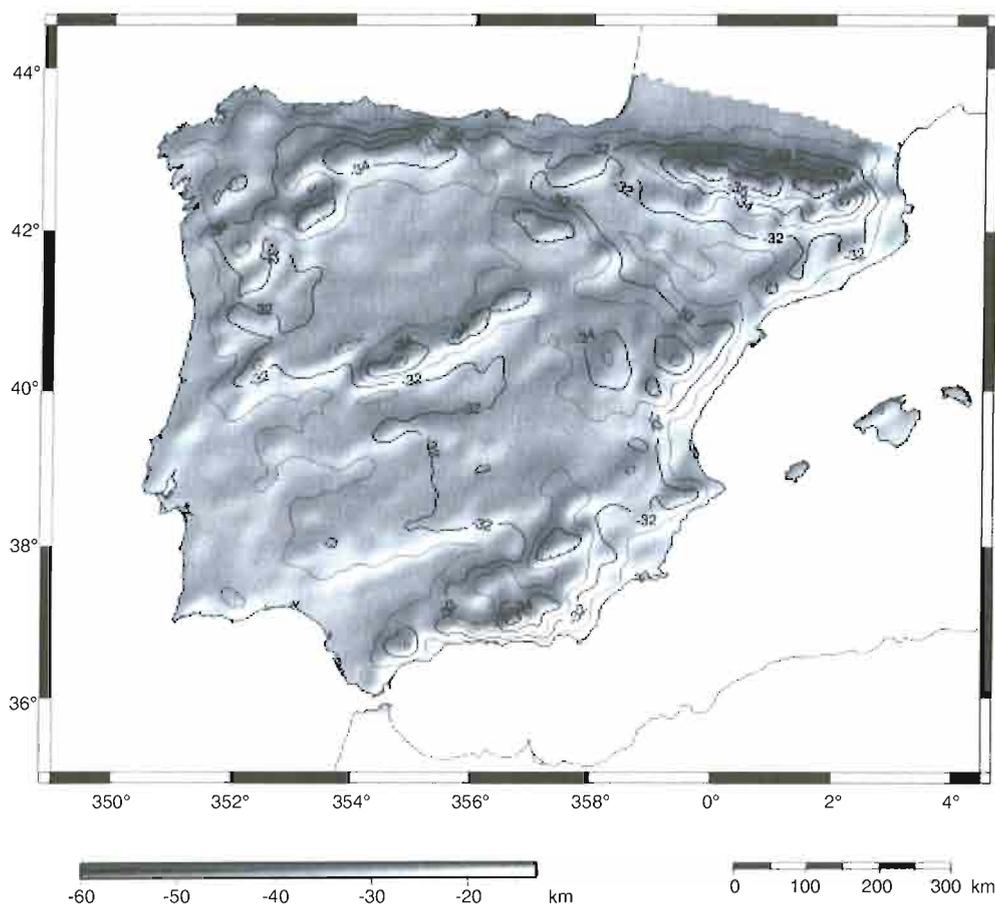


Figura 5.14. Mapa de espesor cortical calculado asumiendo equilibrio isostático local (Airy-Heiskanen) para los valores de  $\Delta\rho$  y  $T_C$  de  $0.83 \text{ gr}\cdot\text{cm}^{-3}$  y  $30 \text{ km}$  respectivamente

De los dos se ha seleccionado el calculado para un  $T_c$  de 30 km (figura 5.14) porque los valores de espesor cortical deducido se ajustan bien a los obtenidos de datos sísmicos profundos (figura 5.6). Además de los engrosamientos corticales asociados a las cadenas alpinas de los bordes Peninsulares (Pirineos, Cordillera Bética y Montañas Cantábricas), se aprecian los siguientes rasgos distintivos dentro del Antepaís Ibérico (figura 5.14).

El mapa muestra unos espesores corticales entre los 30 y los 34 km, alcanzándose los valores mayores en el Sistema Central y en los Montes de León. Tiene un buen ajuste con los datos disponibles de la zona centroibérica (Bergamín y Carbó, 1986). Tanto en estas dos cadenas, como en el resto de los engrosamientos de menor amplitud (Sierra de la Estrella, Sierra de Guadalupe-Montánchez, Sierra Morena) se aprecia un marcado carácter anisótropo, con una clara elongación según una dirección NE-SO, perpendicular al campo de esfuerzos actual (CSN, 1998). Estas zonas de engrosamiento presentan, además, una relación amplitud / longitud de onda elevada, a diferencia de otras áreas interiores engrosadas como las Ramas Aragonesa y Castellano-Valenciana de la Cadena Ibérica, que muestran un carácter más circular y mayor longitud de onda (Salas y Casas, 1993). Estos engrosamientos corticales NE-SO interfieren en los bordes del Macizo Ibérico con los de dirección E-O de la Cordillera Cantábrica y NO-SE de la Cadena Ibérica.

El análisis espectral de la topografía y de las anomalías gravimétricas sugieren una serie de máximos de señal a 200 y 50 km de longitud de onda, que han sido interpretados como la presencia de pliegues litosféricos y corticales a escala peninsular (Cloetingh *et al.*, 2002). La presencia de estas dos longitudes de onda debe estar relacionada con el desacoplamiento mecánico entre las zonas resistentes (Corteza Superior y Manto Superior) a favor de los niveles de mayor debilidad. Las cortas longitudes de onda se encuentran relacionadas con el plegamiento de la Corteza Superior, controlada por el *espesor elástico efectivo* (EET) de la corteza, y las discontinuidades reológicas previas. Los pliegues corticales y litosféricos están claramente reflejados en las variaciones topográficas y en el mapa de profundidad del Moho, así como en los perfiles transversales a las principales elevaciones del Antepaís Ibérico y sus fallas de primer orden asociadas (Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena, Montes de León).

## **VI. Evidencias de actividad tectónica reciente**



## VI.1. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA PLIO-CUATERNARIA. VULCANISMO

El relleno sedimentario de las cuencas del Antepaís Ibérico registra la deformación cenozoica en forma de rupturas sedimentarias globales (o que afectan a varias cuencas a la vez); Calvo *et al.*, 1993; Calvo, 2004). Por lo tanto, las que tuvieron lugar desde el Mioceno superior aportan mucha información sobre la intensidad y los momentos de mayor actuación de las deformaciones neotectónicas.

Un problema importante en los estudios tectosedimentarios continentales en la Península es que los límites temporales entre las unidades mayores no coinciden con los límites stratigráficos clásicos, por lo que, debido a nuevos métodos de datación (Calvo, 2004), su posición temporal precisa está actualmente en revisión. Aun así, durante el Vallesiense superior (Tortonense inferior en la escala marina) se detecta una reorganización de orden mayor que afecta en primer lugar a las Cordilleras Béticas, donde comienzan a estructurarse las cuencas intraorogénicas que se observan en la cartografía actual (Guadix-Baza, Granada, Ronda...). Se inicia también la sedimentación en la cuenca de Antepaís más próxima al orógeno: la del Guadalquivir (Vera, 2004)

Esta reestructuración geodinámica se refleja también en el cambio en el tipo y localización del vulcanismo neógeno peninsular. Entre los 11 y los 8 m.a se inician procesos volcánicos con la emisión de materiales alcalinos en el NE (Empordá), en Levante (Picassent) y en Campo de Calatrava (en inicio con materiales ultrapotásicos), mientras que en el SE terminan las emisiones toleíticas y calcoalcalinas de Alborán y Cabo de Gata y se inician las calcoalcalinas-shoshoníticas de Níjar y las ultrapotásicas de Murcia. En este contexto, cabe señalar que la distribución de los edificios volcánicos se vio afectada por el estado de esfuerzos activos, ya muy similar al actual, por lo que predominan las alineaciones volcánicas NO-SE (Campo de Calatrava, Olot, Murcia) como la que, de manera mas evidente, se produjo en la Dorsal Terceira en las Azores.

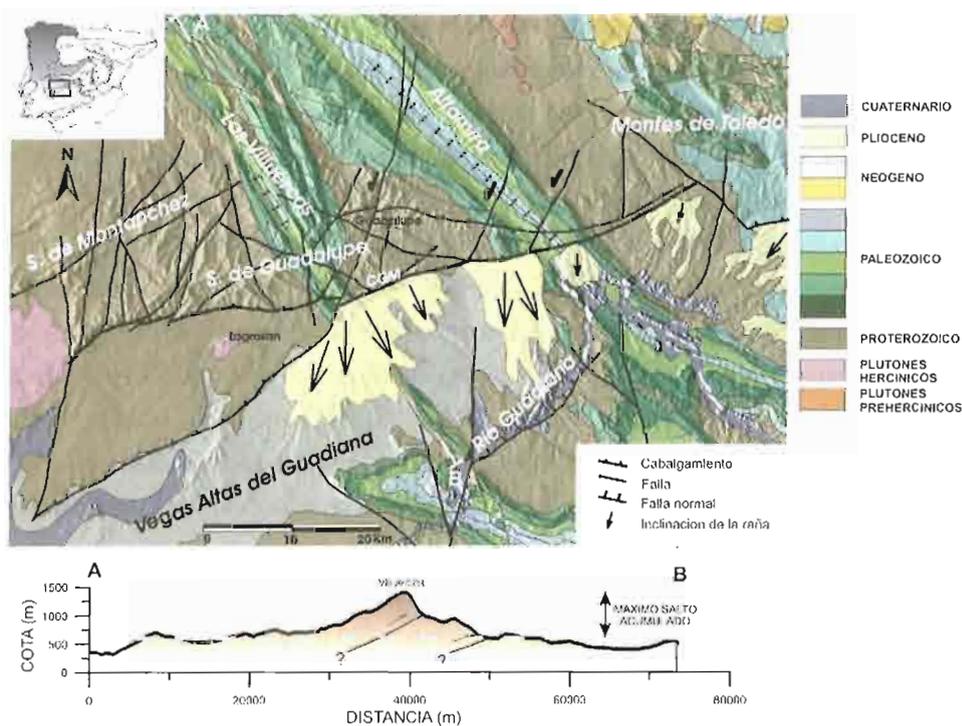
En el resto de las cuencas de Antepaís, la importancia de estos cambios queda puesta de manifiesto mediante discontinuidades muy marcadas y ampliamente desarrolladas, que separan sucesiones sedimentarias depositadas en contextos paleogeográficos bien diferenciados. Así, en la Cuenca de Madrid se desarrolló un importante sistema paleokarstico (Cañaveras *et al.*, 1996). El rasgo principal final en la evolución de las principales cuencas es el cambio de régimen, de endorreico a exorreico (aunque puede también extenderse hasta el pulso que se describe a continuación).

El límite Mioceno-Plioceno, inmediatamente posterior a la "crisis de salinidad" mesiniense, coincide con un aumento relativo de la actividad tectónica y con el inicio de la formación de los pliegues de gran radio E-O en el S de las Cordilleras Béticas (Sierras Nevada, de Gádor, de los Filabres...). Este nuevo pulso se reconoce en la mayor parte de las cuencas cenozoicas. En el oriente peninsular (El Camp,

Vallés Penedés, Baix Llobregat), donde se depositan los últimos conglomerados en abanicos aluviales previos a la implantación del sistema de terrazas cuaternario (Cabrera *et al.*, 2004). En las cuencas de Bunyol-Valencia y del Cabriel, donde cesa la sedimentación (aunque no se interrumpe, ni en la de Sarrión, ni la del Júcar) (Anadón y Alcalá, 2004). Lo mismo sucede en las cuencas de Calatayud, Daroca y Teruel (aunque en esta última hay sectores, como los de Alfambra y Libros, en los que la sedimentación parece continuar algo más, hasta el Villafranquiense) (Anadón *et al.*, 2004). En el centro peninsular, tanto en la cuenca del Duero, como en la del Tajo, las series del Plioceno aparecen discontinuas sobre las Mioceno superior (Alonso Zarza *et al.*, 2004). De nuevo, en la cuenca de Madrid se desarrolla un paleokarst, y en ambas se depositan abanicos aluviales (“raña”), que están mejor representados al S y E de ambas cuencas y en el borde S de la Cordillera Cantábrica. Cabe señalar que estos abanicos aparecen enraizados en el límite topográfico del borde N del Sistema Central (Somosierra), y no en su límite estructural (a lo largo de los macizos de Honrubia-St<sup>a</sup> M<sup>a</sup> la Real de Nieva), lo que concuerda con los datos de huellas de fisión. En contraste, en el borde occidental de la cuenca del Duero no se registra sedimentación desde el Vallesiense inferior-Turolense superior (?) (Alonso Gavilán *et al.*, 2004)

Los abanicos aluviales de tipo “raña” mas espectaculares de la Península aparecen a lo largo del borde S de la rampa monoclinnal de Guadalupe-Montánchez y el borde S de los Montes de Toledo (Álvarez *et al.*, 2004) (figura 6.1).

Figura 6.1. Esquema geológico-estructural sobre un modelo digital de elevaciones y corte simplificado de la Sierra de Guadalupe



Respecto al vulcanismo, esta etapa marca el fin de la actividad en el SE (excepto en Cartagena), el cambio en el quimismo de todos los materiales emitidos hacia rocas alcalinas y ultraalcalinas, como en Campo de Calatrava, el inicio, algo más retrasado, de la actividad en la zona levantina (columbretes y cofrentes) y algo anterior el La Selva.

## VI.2. TASAS DE LEVANTAMIENTO-DENUDACIÓN A PARTIR DEL ANÁLISIS DE HUELLAS DE FISIÓN EN APATITOS

### VI.2.1. Descripción del método

Cuando un átomo de  $^{238}\text{U}$  se fisiona espontáneamente en dos fragmentos de alta carga e igual masa que se repelen, se crea una zona de daños en el cristal. Estas zonas dañadas son huellas espontáneas de fisión (fission track). Como el  $^{235}\text{U}$  no se fisiona espontáneamente, debemos irradiar las muestras con neutrones térmicos en un reactor nuclear, obteniendo huellas de fisión inducidas. Un flujo determinado de neutrones (cantidad de neutrones que inciden en un área) produce un número específico de huellas inducidas por unidad de tiempo. Este flujo se controla mediante un cristal de concentración de uranio conocida.

Al ser la relación entre  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ , y la fisión de  $^{238}\text{U}$ , dos constantes a escala geológica, la relación entre densidad de huellas de fisión, espontáneas e inducidas, nos da la edad de la huella de fisión.

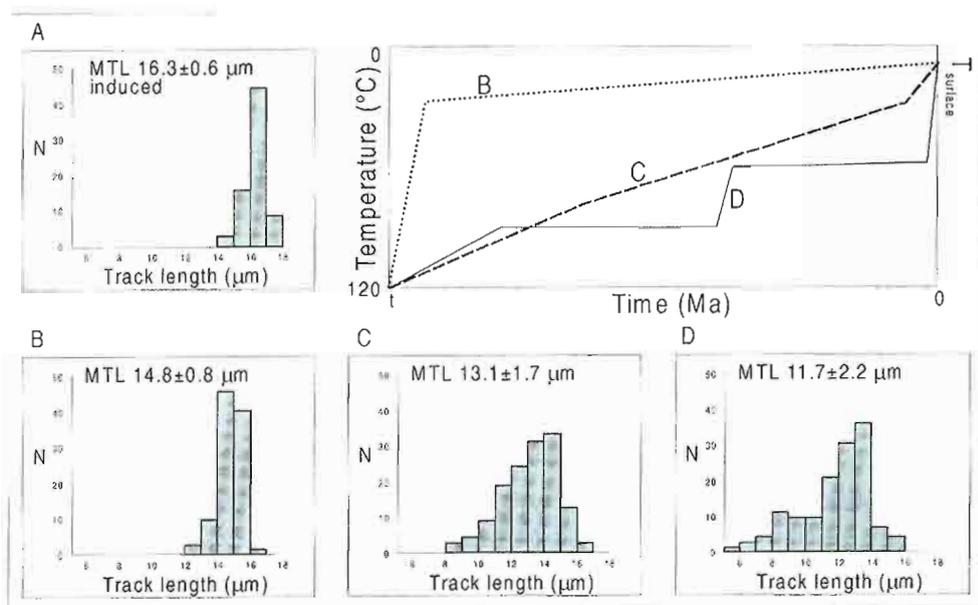
### VI.2.2. Annealing de las huellas de fisión

Después de formarse, las huellas de fisión se acortan en un proceso denominado *annealing*. La tasa de *annealing* y, por lo tanto de acortamiento, depende de la temperatura, la composición del mineral y, por supuesto, del tiempo. Este proceso se acelera con el incremento de la temperatura. En apatitos, las huellas se borran completamente a temperaturas que rondan los  $110 \pm 10^\circ\text{C}$ , por debajo de  $60^\circ\text{C}$  la tasa decrece. El intervalo entre  $60$  y  $110^\circ\text{C}$  se define como PAZ (*Partial Annealing Zone*), donde las huellas de fisión se acortan de forma importante. Como resultado, en este intervalo el rango de edades se reduce, ya que la probabilidad de que una huella de fisión sea cortada por un plano del cristal es proporcional a la cantidad de reducción sufrida por ésta.

### VI.2.3. Longitud de las huellas de fisión e historias térmicas

El empleo de las zonas dañadas como método de datación, fue estudiado por primera vez por Price y Walker (1963). La importancia de la distribución de las longitudes, en la interpretación de la historia a bajas temperaturas, fue descrita por varios autores (Wagner y Storzer, 1970, 1971; Gleadow *et al.*, 1986). La lon-

Figura 6.2. A) Distribución de longitudes de huellas inducidas (tobas de Fish Canyon). B) Distribución de longitudes de huellas espontáneas (tobas volcánicas de Fish Canyon). C) Distribución de longitudes de huellas que muestran un enfriamiento lento. D) Distribución de longitudes que muestran un enfriamiento complejo. (Modificado de de Bruijne, 2001)



gitud de cada huella decrece a un tamaño característico dependiendo de la temperatura máxima que haya alcanzado. Como las huellas se crean constantemente, la combinación de la edad de las huellas de fisión y la longitud de éstas reflejará la historia térmica de la muestra.

En apatitos, la longitud inicial ( $L_0$ ) suele estar comprendida entre 15.9 y 16.5 μm (Green *et al.* 1986; Gleadow *et al.*, 1986; Donelick *et al.* 1999) (figura 6.2A). En rocas volcánicas, que han sufrido un enfriamiento rápido, la distribución es pequeña, y la media de las longitudes (MTL) es de  $\geq 14$  micras (figura 6.2B). Una amplia distribución con MTL, menor de 14 micras, indica un enfriamiento lento cuando se cruzó la PAZ (figura 6.2C), o una historia térmica compleja (figura 6.2D). Las distribuciones bimodales suelen presentar evidencias de dos historias térmicas: una fase alta temperatura, otra de baja temperatura, separadas por un enfriamiento rápido.

#### VI.2.4. Interpretación de los datos de huellas de fisión en apatitos

El progresivo registro de la edad aparente de los apatitos y la media de las longitudes con la profundidad, define una “estratigrafía” de la corteza (Gleadow *et al.*, 1990; Brown, 1991) relacionada con la profundidad a la que se encontraba antes de estar en superficie, ya que la huella de fisión más antigua suele encontrarse en el techo de cualquier sucesión de materiales. Una historia sencilla, con un único pulso de denudación (figura 6.2A) puede crear un perfil con una variación en las longitudes que revelan parte de la historia antigua, anterior a la denudación, y parte de la moderna. La ruptura en el perfil de edades indica el principio de la denudación moderna, siempre y cuando las muestras por debajo de este cambio en la pen-

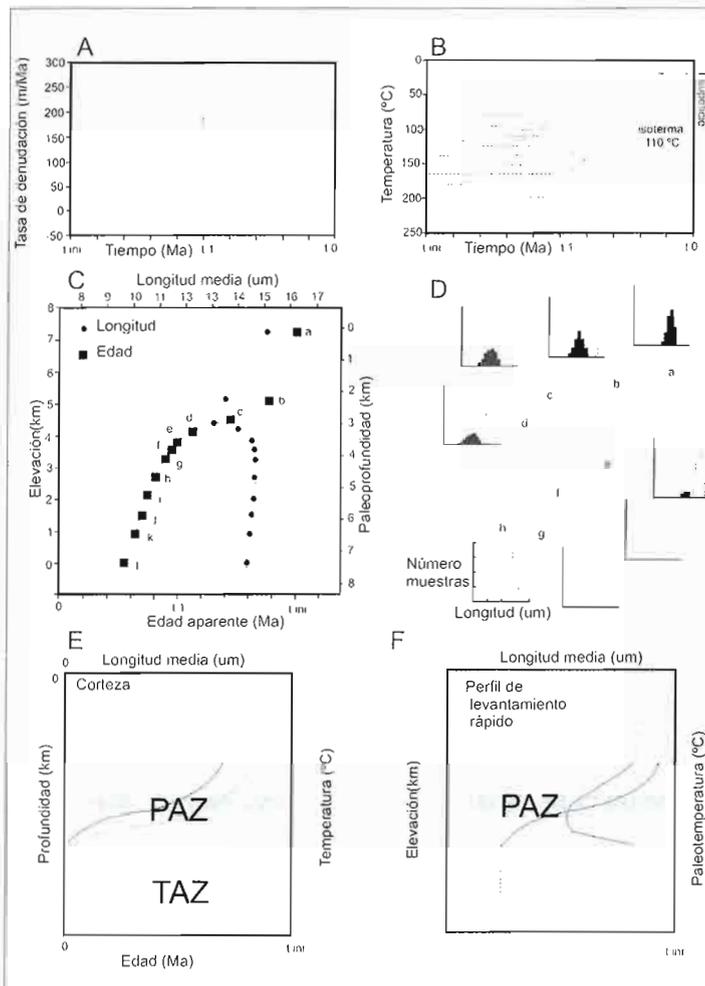


Figura 6.3. Datos teóricos de las huellas de fisión de un único pulso de denudación. A) cambio de la tasa de denudación en instante  $t_1$ . B) historia térmica para una serie de puntos (a-l) al incrementarse la profundidad y la temperatura iniciales. C) perfil de elevaciones para el mismo conjunto de puntos, donde las edades obtenidas con las huellas de fisión en apatitos y las longitudes medias se enfrentan a su elevación hipotética y a su paleoprofundidad. La línea discontinua horizontal es la profundidad donde la edad de las huellas de fisión debió ser cero, previamente al inicio de la denudación ( $t < t_1$ ), bincando la paleoprofundidad de la isoterma 110°C. D) las variaciones en las longitudes de las huellas confinadas en un perfil de elevaciones, similar al mostrado en C, con las longitudes antiguas (negro) y las nuevas (blanco), cuando  $t < t_1$  y  $t > t_1$ , respectivamente. E) perfil de edades de huellas de fisión (línea continua) y longitudes (discontinua) a través de la corteza, donde se observa la zona de annealing total (TAZ), donde la edad de la huellas es cero, y la zona de annealing parcial (PAZ), zona curvada del perfil. F) perfil de edad de huellas (línea continua) y longitudes (línea de puntos) en una columna de roca que se enfrió de forma muy rápida. PPAZ es la zona de paleoannealing parcial. (Modificado de Brnijnje, 2001)

diente tengan MTL menor de 14 micras (f' y g' en figura 6.3D) (Fitzgerald y Gleadow, 1990; Fitzgerald *et al.* 1995). El contraste entre el antiguo ambiente termotectónico y el nuevo, o fase de denudación, lo define la forma, más o menos pronunciada, del cambio de pendiente. Si la fase de denudación va acompañada, o es el resultado de un levantamiento, ya sea absoluto o relativo, no se podrá deducir únicamente de los datos de huellas de fisión.

Las situaciones naturales son mucho más complejas. El calor de advección y las fluctuaciones en las tasas de denudación, pueden enmarañar considerablemente el estudio. Estas complicaciones pueden detectarse al observar diferencias entre los datos de un perfil de elevación y las historias térmicas calculadas para las mismas muestras. La ventaja de un perfil de elevaciones es que no necesita asumir un paleogradiente térmico para aproximarse a la tasa de denudación. La pendiente de una gráfica edad-elevación, representa la tasa de denudación si la pendiente es menor de 300 m/Ma. Debido a la advección, este valor será inferior al real. Si el perfil de elevación es el resultado de un único evento de levantamiento y erosión, por ejem-

plo si observamos una paleo *PAZ* congelada (figura 6.3F), el paleogradiente térmico anterior al comienzo del evento puede detectarse en el perfil de elevaciones. El rango de temperaturas de la *PAZ* ( $110-60 \pm 10^\circ \text{C}$ ), dividido por la diferencia de elevación entre dos puntos de inflexión, en el perfil de elevaciones. Sin embargo, trabajando con cada muestra individualmente se puede obtener una historia térmica más precisa, con fluctuaciones más pequeñas en las tasas de enfriamiento. De todas formas, podemos asumir un paleogradiente térmico fijo, lo que implica errores significativos en las cantidades y tasas de la denudación. Cuando sea posible, debemos usar ambos métodos de manera combinada.

#### VI.2.5. Procedimiento analítico y cálculo de edades

El análisis de huellas de fisión se utiliza en apatitos, zircones y, en menor medida, en esfenas, minerales accesorios en la mayoría de rocas ígneas (excluyendo las ultrabásicas). La cantidad de minerales que podemos encontrar en rocas detríticas depende de la roca de procedencia y de lo clasificada que esté (cuanto más clasificada, menos posibilidad de encontrarlos). Dependiendo de la litología, podemos necesitar entre 0.5 y 5 kg de muestra para conseguir suficientes apatitos y zircones. En la figura 6.4 se presenta el material y los pasos necesarios para obtener las muestras.

En este trabajo sólo utilizaremos apatitos. Para poder ver las huellas de fisión con un microscopio debemos sumergirlos en pegamento, pulirlos y grabarlos en 5M  $\text{HNO}_3$ . El tiempo de grabado varía entre 28 y 42 segundos para obtener huellas similares en todos los apatitos. Los apatitos se prepararan para la irradiación con un detector externo (mica), colocado en la superficie pulida (EDM, *External Detector Method*) (Gleadow, 1981) (figura 6.5). Las fisiones del  $^{235}\text{U}$  al irradiar producen huellas, tanto en los granos de apatito, como en los de mica. En el modelo EDM, la determinación de la relación huellas espontáneas- huellas inducidas, para cada grano, da idea de su edad. El flujo de neutrones está controlado mediante dos cristales dosificadores. Todas las muestras son irradiadas durante 14 horas en el reactor de flujo bajo de la ECN en Petten. Se usa cristal CN5, ya que la densidad en estas imágenes es menor que con CN1 y CN2 (mejores para irradiaciones cortas) y mayor que con NBS 963. La concentración en uranio de este cristal ronda las 12.5 ppm.

Tras este proceso, las micas se separan e incrustan en HF (48%) para observar las huellas inducidas. Como la relación  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  es constante ( $7.2526 \cdot 10^{-3}$ ) y se controla el flujo de neutrones, la edad de las huellas de fisión puede calcularse si contamos las huellas espontáneas ( $N_s$ ) en los granos de apatito, las inducidas ( $N_i$ ) en la mica y las inducidas en los cristales dosificadores ( $N_d$ ).

La anisotropía en el proceso de *annealing* en los cristales de apatito provoca huellas perpendiculares al eje cristalográfico *c*, al ser acortadas más rápidamente que las paralelas. Debido a esta anisotropía, las huellas de fisión se cuentan y se miden en granos con las superficies pulidas paralelas al eje *c*. Las medidas de longitud se realizan en huellas confinadas, que son paralelas a la superficie pulida (Laslett *et al.*, 1982). Cada huella puede identificarse fácilmente por su distancia al centro, su longitud y su reflexión, cuando se observa con microscopio. Los canales por los que el grabador alcanza las huellas confinadas son las propias huellas, hendiduras o defectos que crucen la superficie. Según Laslett *et al.*, 1982, es importante identificar huellas confinadas como TINT (huellas en huellas), TINCLE (huellas en hendiduras) o TINDEF (huellas en defectos), ya que la probabilidad de observar y medir la longitud completa de cada huella confinada es función de las trayectorias del grabador cortadas por la propia huella. Para evitarnos este problema, el tiempo de grabado fue lo suficientemente largo para obtener longitudes completas, además sólo se utilizaron huellas con forma de cigarro puro con los extremos muy claros.

#### VI.2.6. Datos de huellas de fisión en la Península Ibérica

En el momento actual se dispone de abundante información basada en esta técnica termocronológica de baja temperatura. Se ha encontrado un comportamiento diferente en las distintas cadenas con basamento granítico, que son las más adecuadas para su estudio. Comentaremos aquí los resultados para el Sistema Central, los Montes de Toledo, Sierra Morena y las Cadenas Costero Catalanas (como cadenas del Antepaís). Se contrastarán con los obtenidos en la zona de las Cadenas Béticas, más activa.

##### VI.2.6.1. Sistema Central

Los datos en esta cadena y sus características estructurales han permitido un detalle mayor en los análisis realizados (De Bruijne, 2000). Se han podido realizar perfiles de denudación que cuantifican el levantamiento y la erosión recientes.

Existen numerosas definiciones de erosión, denudación, exhumación y levantamiento tectónico. Para evitar confusiones, definimos con qué matices las usaremos en este capítulo:

- Denudación (D): se refiere a la movilización de material desde la superficie por erosión o procesos tectónicos.
- Exhumación es la exposición de una superficie por denudación.
- Levantamiento ( $U_r$ , England y Molnar, 1990), ascensión de un bloque respecto al nivel eustático del mar (*s.l.*).

Estos términos se relacionan mediante la siguiente expresión:  $U_r = D + \Delta H + \Delta s.l.$ ; donde  $\Delta H$  es la elevación de la superficie sin tener en cuenta ninguna referencia (no confundir con superficie de levantamiento).

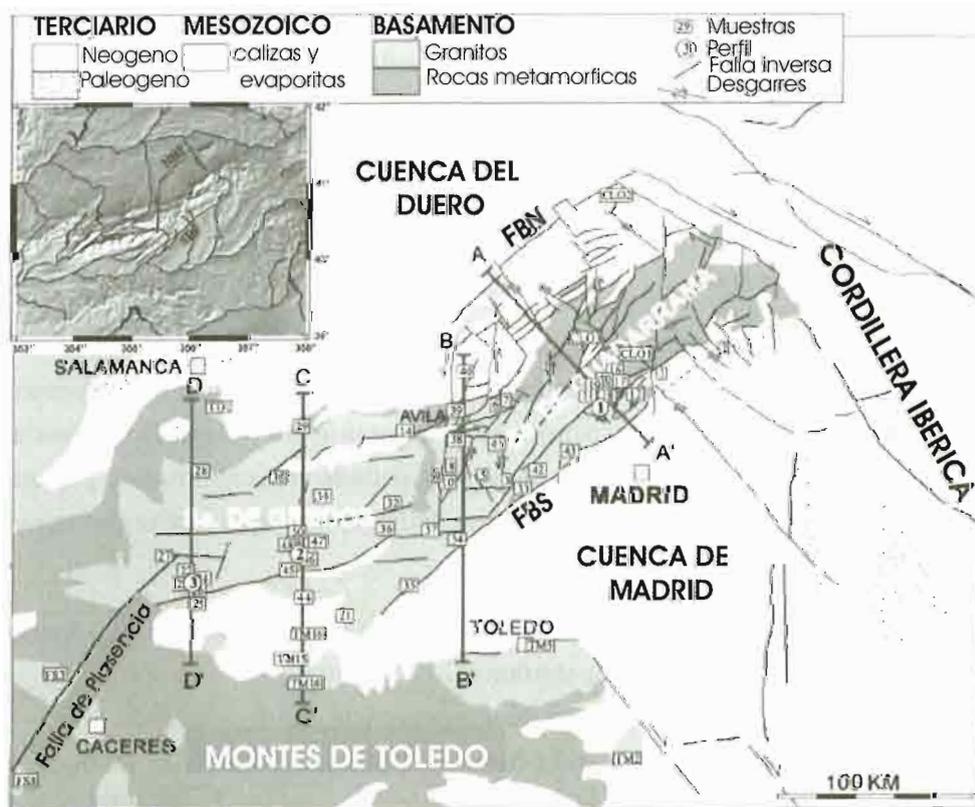
*Perfiles de denudación cenozoica en el Sistema Central*

Si observamos un enfriamiento en las historias térmicas deducidas mediante métodos de termocronología de baja temperatura (huellas de fisión), puede interpretarse como un periodo de denudación, si se asumen constantes, tanto el gradiente geotérmico, como la temperatura en superficie.

En situaciones de no equilibrio, como en el Sistema Central, los cambios en la tasa de denudación sólo afectan a la isoterma de 100 °C en periodos largos de tiempo, por lo que el error es menor de 0.3 km. en 4 ma. La medida de la denudación se ha realizado a partir de seis muestras, tomadas en un corte a lo largo de la Sierra de Guadarrama, y de 22 muestras tomadas en tres perfiles en la Sierra de Gredos (figuras 6.4 y 6.5). Se acepta un error de 10 °C (Gallagher *et al.* 1998); mientras que tomamos como temperatura de la paleosuperficie 10 °C (Calvo *et al.* 1993).

El flujo térmico actual en el Guadarrama ronda los 80 Wm<sup>-2</sup> (Fernández *et al.* 1998), y la conductividad es de 3.5 W(mK)<sup>-1</sup> para los granitos y 2.5 W(mK)<sup>-1</sup> para el resto de materiales. El gradiente térmico se estima en 28 ± 5 °CKm<sup>-1</sup>; al no poder

Figura 6.4. Mapa geológico e imagen de satélite de área estudiada. Los números representan las muestras tomadas. Se muestra también la situación de los cortes realizados. FBS = falla del borde sur de Guadarrama, FBN = falla del borde norte de Guadarrama



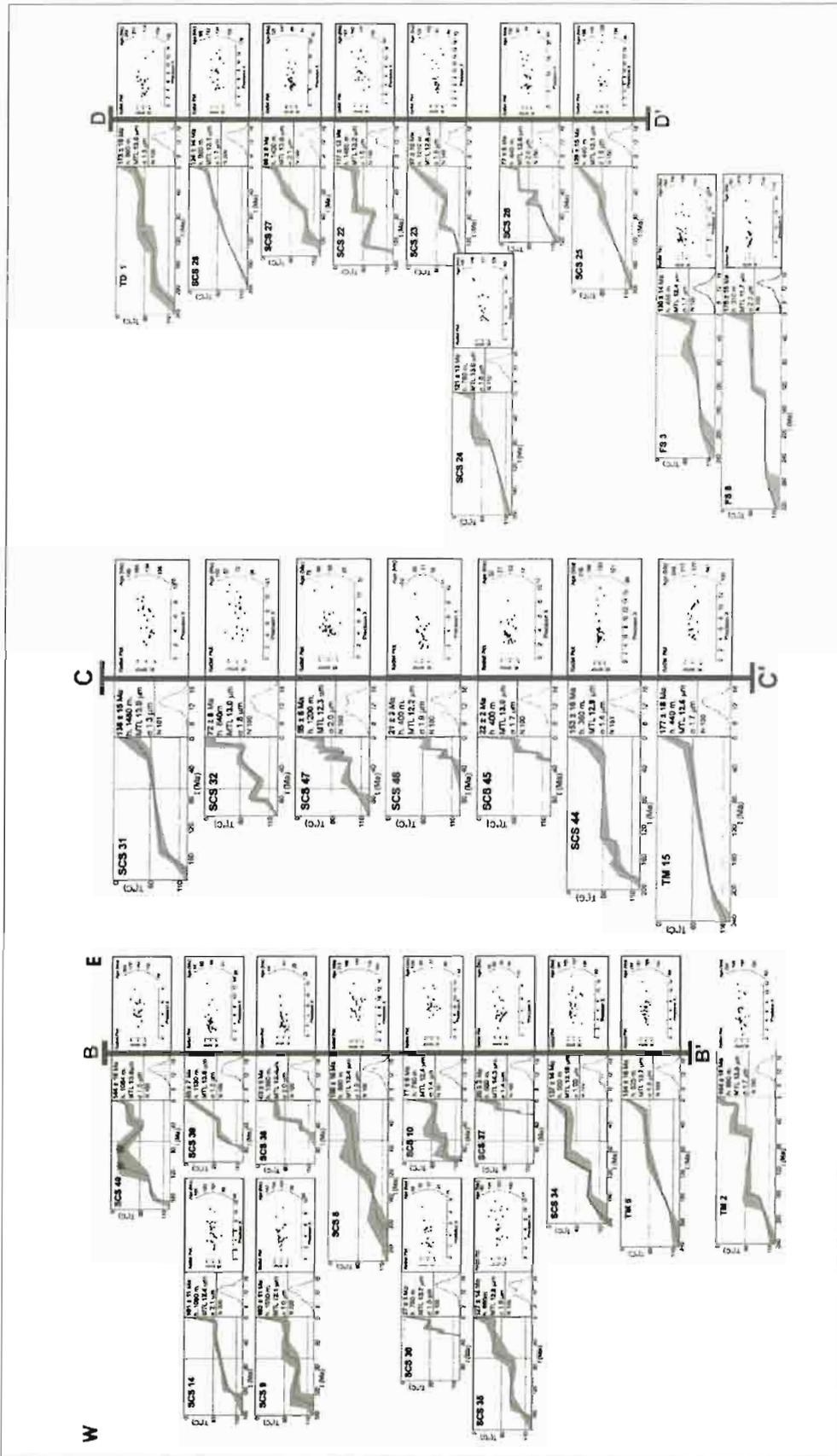


Figura 6.5. Historias térmicas de las 31 muestras del Sistema Central y de los Montes de Toledo

calcular este parámetro para el Terciario, aceptamos el mismo valor para dicho periodo. La actual geoterma fue seguramente modificada por la advección producida durante el periodo de denudación que abarca desde el Plioceno hasta la actualidad. Por lo tanto, al utilizar esta geoterma, probablemente infravaloremos la cuantía de la denudación.

El perfil A-A' fue analizado por De Bruijne y Andriessen (2000), donde se da una edad Mioceno medio a la forma asimétrica del perfil de denudación. Se observa como la mayor parte ha sucedido, en la Sierra de Guadarrama, desde el Plioceno hasta la actualidad.

Los movimientos diferenciales entre los distintos bloques se reflejan en las diferencias que observamos en los perfiles de denudación A-A' y B-B'. (figura 6.6). El levantamiento Terciario se deduce de la cantidad total de material removilizado durante este periodo  $+\Delta H$  (>cero al comienzo del Terciario, ya que esta área estaba cerca del nivel del mar)  $+\Delta s.l.$  (-200 m, Haq *et al.*, 1987). Las estimaciones no se han podido realizar para C-C' y D-D', ya que para el área al oeste de Ávila se desconocen el paleonivel del mar y la paleosuperficie de elevación.

El perfil B-B' muestra un patrón de denudación más fragmentado. En este caso no se observa la denudación reciente (desde el Mioceno Medio hasta la actualidad), ya que la ausencia de denudación se asocia con enfriamientos que comienzan dentro del PAZ ( $>60^{\circ}\text{C}$ ), excepto en la muestra SCS10. Cualquier denudación Mioceno Medio-actualidad en este periodo fue menor de  $1.8\pm 0.7$  km, considerablemente inferior a la del perfil A-A', lo que sugiere que la falla del borde sur de Guadarrama no supone un límite importante desde este punto de vista. En el corte A-A' observamos una reducción en el solapamiento de casi 3 km y una reducción en la cuantía del levantamiento de 2.3 a 3.9 km, lo que, en el movimiento vertical a lo largo de la falla, supone pasar de 5.3 a 6.9 km. La cantidad de denudación en el perfil B-B' es difícil de calcular, ya que tenemos menos control sobre las unidades tectónicas debido a la falta de datos estructurales de más detalle. Esta zona se sitúa en el límite entre Gredos y Guadarrama, donde se sitúa la interferencia entre las dos direcciones de fallas inversas más importantes del Sistema Central (E-O NE-SO, respectivamente).

**Sector Occidental.** En Gredos se aprecia un patrón distinto de denudación. El perfil más al oeste (D-D') tiene la menor cantidad de denudación de entre las calculadas (entre 1.2 y 2.8 km), aunque no es muy diferente a la del C-C' (entre 1.8 y 3.6 km). La parte superior suavizada y las cantidades similares de denudación Paleógena en los perfiles indican que, durante el Paleógeno, la denudación fue uniforme en Gredos, posiblemente como respuesta a un engrosamiento de la corteza (Vegas *et al.* 1990).

La presente morfología escalonada se desarrolla a partir del Mioceno Superior (9 ma, comienzo del enfriamiento más reciente, SCS32). La edad de los movi-

mientos diferenciales a lo largo de la falla del borde sur está comprendida entre los 19 ma (edad AFT de SCS45) y los 2 ma (comienzo del enfriamiento más reciente en SCS45).

En el perfil D-D', las cantidades estimadas de denudación han de tomarse con cautela, ya que la tasa de enfriamiento es menor de  $2^{\circ} \text{C ma}^{-1}$ , valor que no puede tomarse como representativo para un bloque tectónico. Por ejemplo, SCS27 muestra un enfriamiento lento con  $2.8 \pm 0.3 \text{ km}$  de material erosionado durante el

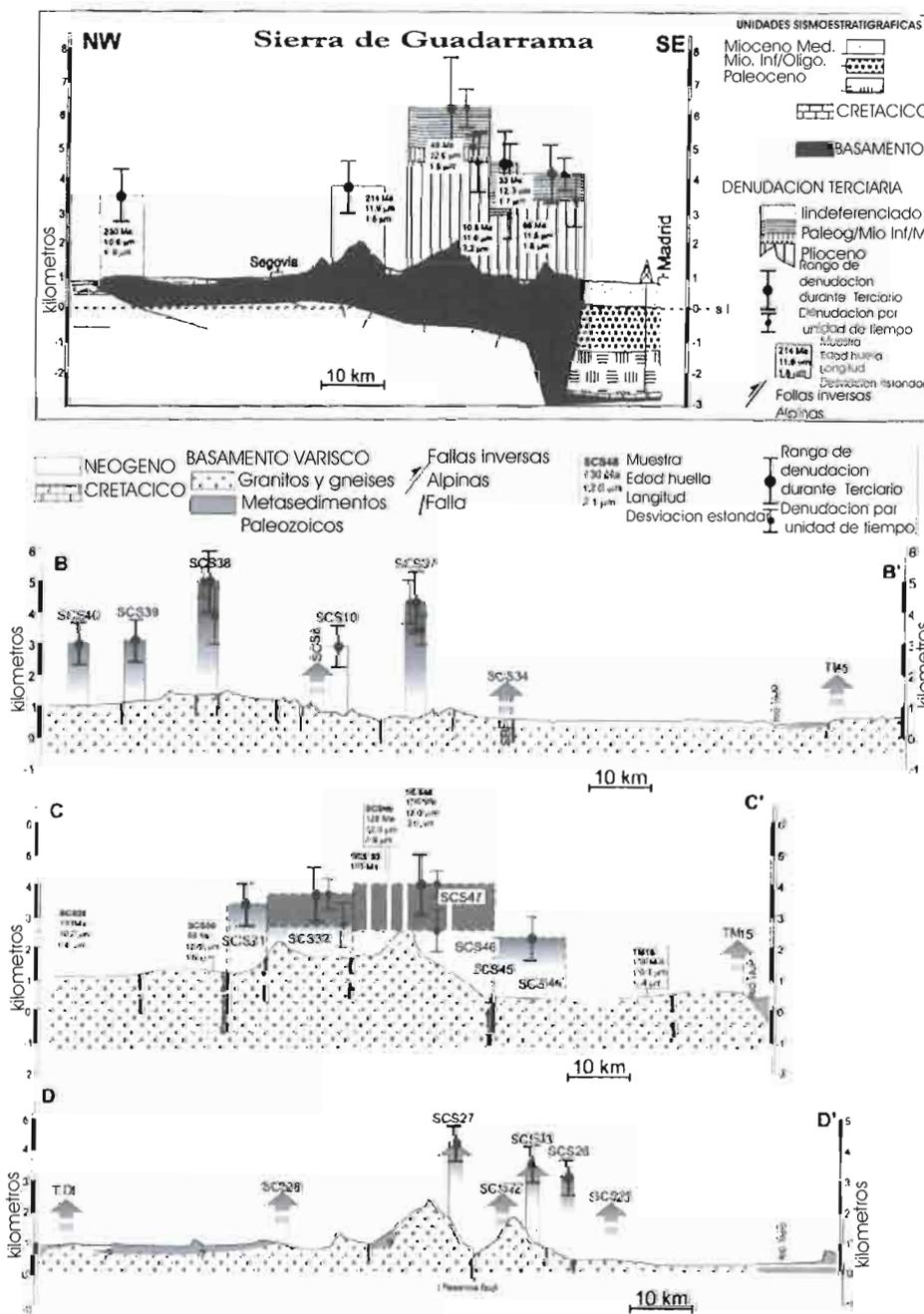


Figura 6.6. Perfiles de denudación AA', BB', CC', DD', a través del Sistema Central. En zonas con menor control de las unidades tectónicas, las denudaciones vienen expresadas como columnas. Las flechas indican denudaciones no relacionadas con la actividad terciaria

Terciario. Si aceptamos que un enfriamiento que comienza a temperaturas inferiores a 60 °C no se ajusta a la historia térmica, no se puede excluir cualquier denudación menor de  $1.8 \pm 0.7$  km debida a la actividad tectónica Terciaria en la parte occidental de Gredos. La única muestra que tiene un enfriamiento dentro del PAZ es la SCS26, situada próxima a la falla del borde sur de Gredos.

### *Sierra de Gredos*

Los análisis de huellas de fisión realizados en este proyecto señalan que la denudación, como respuesta al engrosamiento de la corteza y a la creación de un cierto relieve, comenzó ya en el Mioceno Medio. Por lo tanto, la configuración de Gredos como una cadena intraplaca debe tener una edad Eoceno Medio o anterior.

Vegas *et al.* (1990) señalan que la elevación máxima de Gredos (>2.500 m) se corresponde con el arqueamiento de la corteza superior como consecuencia de un engrosamiento total de unos 5 km. Nuestras estimaciones coinciden. La formación del Sistema Central no puede simplemente explicarse por un levantamiento superficial seguido de denudación a lo largo de zonas de debilidad estructural pre-existentes. Pasaríamos por alto los 1.6 km de denudación Paleógena en Gredos. Además, los eventos de enfriamiento y los patrones de denudación muestran diferencias entre Gredos y Guadarrama así como entre la parte occidental y oriental de Gredos. La magnitud de la denudación y del levantamiento en Gredos es menor que en Guadarrama, y menor en la parte oeste de Gredos que en la central y oriental. La evolución de Gredos mediante el movimiento diferencial de bloques es similar a la del Guadarrama, pero en momentos diferentes: Eoceno Medio a Mioceno Medio y Mioceno Medio hasta la actualidad, respectivamente.

**Sector Centro-Oriental.** En Guadarrama, el enfriamiento desde el Mioceno Superior hasta la actualidad se observa en las historias térmicas de las muestras tomadas, tanto en las zonas montañosas, como en las cuencas. Con las excepciones de las muestras situadas más al sur y más al norte (cercanas a Gredos y a la Cordillera Ibérica, respectivamente).

Existen dos posibles explicaciones:

- Un frente montañoso de  $4.9 \pm 1.4$  km de altura (Mioceno Medio) que se está erosionando desde el Mioceno Superior, debido al cambio en la red de drenaje.
- Levantamiento tectónico y denudación desde el Mioceno Medio hasta la actualidad, lo que implicaría una gran actividad neotectónica relacionada con la compresión bética.

Estamos en contra de la primera hipótesis, porque no hay evidencias de que la corteza sea capaz de soportar, sin más, una elevación de  $4.9 \pm 1.4$  km y porque la región está en equilibrio isostático (Stapel, 1999) (ver capítulo 5).

Además, desde el Mioceno Medio hasta la actualidad, el levantamiento tiene lugar a lo largo de unidades tectónicas subparalelas a las Cordilleras Béticas que están superimponiéndose al macizo Ibérico. El segundo escenario relaciona la denudación más reciente en el Guadarrama, tanto con la tectónica activa como con el efecto de campo lejano de la Cordillera Bética y con el cambio en la red de drenaje.

Para contrastar estas hipótesis, se han realizado una serie de modelaciones de los distintos escenarios geodinámicos en colaboración con la Prof. Ter Voorde (VUA), sobre el perfil A-A' (Ter Voorde *et al.*, 2004).

En estudios de este tipo, las tasas de enfriamiento obtenidas se asocian a tasas de erosión, que se relacionan directamente con tasas de levantamiento, asumiendo una geoterma constante y lineal. Este razonamiento olvida los siguientes factores: la advección térmica, que provoca que la geoterma varíe en profundidad; la producción de calor en áreas con granitos ricos en uranio, en las que la geoterma varía en profundidad; variaciones en la conductividad; y el enfriamiento lateral provocado por efecto de la topografía, sin que haya erosión.

Hasta la fecha, varios autores han realizado modelos interpretando las curvas de enfriamiento, sin tener en cuenta la presencia de fallas, cuando son éstas el mecanismo más importante de deformación en la corteza superior. Es más, afectan de un modo muy importante a la evolución térmica de una zona, sobre todo en las de topografía accidentada. Hay que tener también en cuenta que la relación entre la compresión horizontal y el levantamiento depende de la geometría de las fallas activas, por lo que nuestro modelo permite asignar una geometría a cada falla, así como operar con distintas tasas de acortamiento en cada intervalo de tiempo.

Utilizando todos estos nuevos parámetros observamos que, cuando coexisten levantamiento y erosión, la geoterma es lineal en los primeros 3 km, luego pasa a ser ligeramente convexa. Cuando aplicamos sucesivamente levantamiento y erosión apreciamos que gran parte de la subida topográfica tiene lugar durante el levantamiento sin erosión, debido al enfriamiento lateral. Depende también de la distancia a la falla. Durante la erosión, se produce una reestructuración térmica en la litosfera que la hace volver a las condiciones iniciales. De este modo, resulta una curva cóncava hacia arriba, en la que el enfriamiento aumenta con el tiempo.

**El enfriamiento Plioceno en la Sierra de Guadarrama.** Los dos escenarios que vamos a contrastar son:

- 1) Levantamiento tectónico y erosión simultánea durante el Plioceno.
- 2) Erosión posterior al levantamiento.

Se tiene en cuenta la presencia de un cambio en la red de drenaje de la Cuenca de Madrid, en Mioceno Superior. En este momento, las cuencas que estaban cerradas comenzaron a evolucionar hacia la configuración actual, provocando un cambio en el nivel de base.

Con estas consideraciones, se puede pensar que el enfriamiento Plioceno está relacionado con una fase de levantamiento en el Mioceno Medio, que crea un frente montañoso que posteriormente se erosiona durante el Plioceno debido a un cambio en el nivel de base. Sin embargo, el escenario 1 es el más plausible, según el siguiente razonamiento:

- a) No hay evidencias de un enraizamiento en la corteza capaz de soportar más de 3 km de elevación.
- b) La zona central de Iberia está en equilibrio isostático.
- c) Desde el Mioceno medio-superior hasta la actualidad, el levantamiento tectónico tiene lugar a lo largo de estructuras paralelas a la Cordillera Bética.

En las zonaciones sísmicas de la Península Ibérica, el Sistema Central (sobre todo en su tramo español) aparece como una de las zonas menos peligrosas, en el mismo nivel que las cuencas del Duero o del Tajo. Esto se debe a la escasa sismicidad instrumental registrada durante los últimos 50 años. Ya que los datos de huellas de fisión indican una importante actividad durante el Plioceno y el Cuaternario, intentaremos contrastar si éstos están sólo reflejando un cambio en el nivel de base.

Basándonos en perfiles sísmicos, colocamos el nivel de despegue a una profundidad de 12 km. En la figura 6.7 observamos la traza de las fallas, su espaciado y la topografía actual. Con los datos de Fernández *et al.* (1998), la geoterma tiene una temperatura superficial de 10 °C y un gradiente de 28 °C/km. Las condiciones iniciales establecidas son: temperatura en superficie de 10 °C, temperatura a 50 km de profundidad de 592° C, difusividad térmica de  $10^{-6}$  m/s<sup>2</sup> y producción de calor de 4.8 μW/m<sup>3</sup> en los primeros 12 km. Asumimos también la producción de calor por parte de los sedimentos, aunque éstos hayan sido erosionados.

Simulamos la evolución de la Sierra de Guadarrama, utilizando varios escenarios para los últimos 16 ma, mostrando en este apartado los dos más relevantes.

- En el escenario A, el último episodio de levantamiento tiene lugar con un tasa constante de acortamiento entre 16 y 5 ma, seguido de un periodo de erosión.
- En el escenario B, la misma cantidad de acortamiento se divide entre los movimientos horizontales de las distintas fallas. Los valores se obtienen del mejor ajuste entre las huellas de fisión obtenidas y las simuladas en las curvas T-t.
- El periodo de denudación aplicado es desde hace 5 ma hasta la actualidad, en ambos casos.

La figura 6.8 muestra las curvas T-t de ambos escenarios. Como cabría esperar, el enfriamiento en A comienza en el Mioceno, a la vez que la compresión. Todas

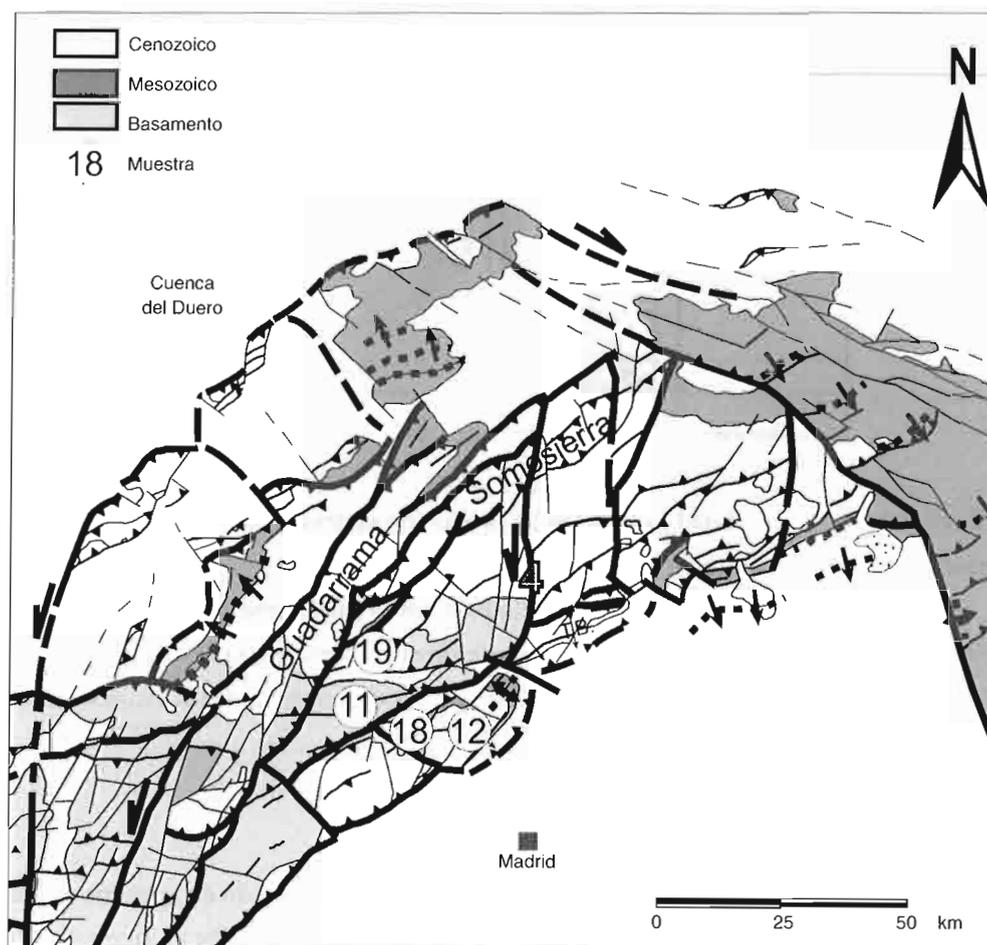


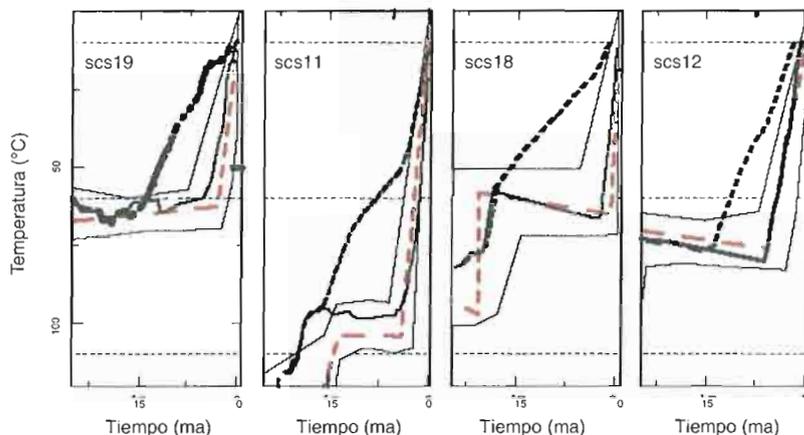
Figura 6.7.  
Mapa geológico de la Sierra de Guadarrama, con la situación de las muestras

las muestras alcanzan temperaturas por debajo del PAZ (Partial Annealing Zone, donde se acortan las huellas de fisión, por lo que el rango de edades se reduce) antes del comienzo del Plioceno. Para explicar el rápido enfriamiento, la mayor parte del acortamiento debe tener lugar durante el Plioceno, aunque deben existir también movimientos diferenciales entre el Sistema Central y la Cuenca de Madrid durante el Mioceno Medio-Superior. Los modelos numéricos muestran claramente que es necesario un levantamiento Plioceno para explicar el enfriamiento dentro de la PAZ.

Podemos pues concluir que, los periodos en los que la deformación es contemporánea con la erosión, pueden distinguirse de aquellos en los que no lo son. El único escenario que explica el enfriamiento desde la PAZ, necesita de una fase de compresión durante el Plioceno, junto con otro periodo de actividad tectónica durante el Mioceno medio y superior.

Así, los resultados obtenidos indican que con el primer escenario es imposible reproducir la historia térmica obtenida de las huellas de fisión. Los modelos sugieren que el levantamiento y la denudación han sido simultáneos desde el

Figura 6.8. Curvas temperatura-tiempo (T-t) para los dos escenarios que explican el enfriamiento Plioceno, con diferentes periodos y tasas de levantamiento tectónico. La cantidad total de levantamiento es la misma y toda la denudación tiene lugar en el Plioceno (últimos 5 ma). Línea continua: la deformación es constante y tiene lugar entre los 16 y 5 ma. Línea discontinua gruesa: la deformación se reparte en los distintos bloques. Línea roja discontinua: curva obtenida con los datos de fission track. Línea discontinua fina: PAZ



Plioceno hasta la actualidad y que no se ha producido un levantamiento en el Mioceno medio, seguido de denudación en el Plioceno.

Estos datos nos hacen suponer que, al menos la parte central de Guadarrama experimentó una historia tectónica activa desde el Plioceno hasta la actualidad. No hay justificación para extrapolar la aparente inactividad sísmica de las últimas décadas a todo el Plioceno y el Cuaternario.

#### VI.2.6.2. Montes de Toledo y Extremadura

El modelo obtenido a partir de los datos de huellas de fisión en apatitos en los Montes de Toledo no muestra un periodo de enfriamiento durante el Terciario. El levantamiento seguido de denudación puede descartarse, ya que la diferencia de cotas entre los Montes de Toledo y la Cuenca de Madrid es sólo de unos 400 metros. Esta conclusión es congruente con las De Vicente *et al.* (1996), según el cual, cualquier deformación Alpina con dirección E-O que afecte a fallas inversas es menor. Los enfriamientos del Mioceno Medio (FS3) y del Cuaternario (FS8) son muestras de Extremadura, cercanas a la falla de Plasencia (NE-SO) coincidente con la deformación en la zona durante este periodo de tiempo (Capote *et al.* 1996; Villamor *et al.* 1996). La gran cantidad de denudación diferencial ( $2.4 \pm 0.8$  km y  $1.8 \pm 0.7$  km para FS3 y FS8, respectivamente) a ambos lados de la falla implica considerables movimientos verticales a lo largo de este desgarre sinistrorso.

#### VI.2.6.3. Sierra Morena

En Sierra Morena, los datos de huellas de fisión (Stapel, 1999) indican un levantamiento continuo, sin pulsos, que cruza la isograda de  $60^\circ$  durante el Aptiense, con algunas edades incluso anteriores. Al igual que en Montes de Toledo, el basamento de esta cadena no es capaz de registrar deformaciones cenozoicas, pues es una zona que ha permanecido elevada, ya desde el Cretácico Inferior.

#### VI.2.6.4. Cadenas Costero Catalanas

La distribución geográfica de las edades de las huellas de fisión y la dispersión de las longitudes, que aparecen en las muestras tomadas en el basamento del noreste de esta cadena, proporciona una mejor comprensión de su evolución térmica durante el fin del Paleozoico y el Mesozoico. Las huellas más antiguas tienen una edad estimada de  $200 \pm 26$  ma, y asignan una profundidad de enterramiento de los plutones tardihercínicos menor de 2 km, posterior al enfriamiento y a la peneplanización Pérmica. En los sectores suroeste y central de la cadena, las huellas de fisión Mesozoicas revelan un máximo de las temperaturas, contemporáneo con el inicio de la fase de rift mesozoica. Las variaciones laterales en las edades de las huellas de fisión, indican que los incrementos locales se corresponden con la actividad magmática e hidrotermal, así como con el enterramiento sedimentario. Las observaciones realizadas, junto con los datos de campo, sugieren un periodo de erosión y sedimentación durante el Mesozoico, posiblemente relacionado con las Facies Muschelkalk y Keuper. También existen evidencias de actividad magmática relacionada con el rift.

La inversión, deformación y levantamiento de la zona este de los Pirineos, apenas se nota en la exhumación del sector nororiental de la Cadena Costero Catalana. El modelado de las historias térmicas revela un enfriamiento del basamento durante el rift del Mediterráneo occidental. Durante este periodo, se crearon dos cuencas extensionales, la del Vallés-Penedés y la de San Feliú, lo que causó la exhumación de los bordes de la cuenca. La erosión y el fin de la actividad térmica asociada al rift cenozoico, fueron los causantes del enfriamiento de los bordes de la cuenca. Se calcula que se erosionaron unos 2 km. Las zonas elevadas, hoy próximas a las grandes fallas miocenas, hacen pensar en el rebote isostático como causante del levantamiento regional, aunque quizás también influya la convección térmica del manto.

*Historia térmica de la convergencia continental pirenaica y del rifting neógeno.* Los aspectos más importantes, en los procesos que afectan a la corteza superior durante la convergencia y el rifting, se estudian mediante modelos matemáticos. Las conclusiones más importantes, observadas durante el proceso cenozoico, son las siguientes:

- El desplazamiento provocado por fallas inversas o normales sólo provoca pequeños cambios de temperatura en el gradiente geotérmico.
- Durante el Paleógeno, los periodos de acortamiento, exhumación y erosión en la Cadena Catalana Intraplaca provocaron enfriamientos relativamente pequeños. Los más de 800 m erosionados sólo afectan a rocas triásicas.
- El enfriamiento que comenzó durante el rift Neógeno, desde temperaturas superiores a los 110 °C, no puede reproducirse en modelos donde sólo actúen fallas y erosión. Un modelo a escala cortical produce un gradiente

térmico de  $24 \pm 3$  °C/km, mientras que en un modelo que reproduzca toda la litosfera se obtienen valores por encima de 27 °C/km, durante la fase extensional en el Surco de Valencia. Sin embargo, tampoco se alcanzan los valores calculados. La convección forzada (flujo topográficamente dirigido) puede ser la causante de este incremento, aumentando el gradiente en unos 23 °C/km. Sólo así se alcanzan valores por encima de 50 °C/km, obtenidos de las historias térmicas y que provocan la exhumación de las cuencas (2.2 km).

### VI.2.7. Interpretación tectónica de las cadenas intraplaca

Desde el punto de vista tectónico, el Sistema Central se puede considerar como una cadena intraplaca de *piel gruesa*, polifásica y de doble vergencia (estructura en *pop-up*), en la que el basamento aparece claramente implicado en la deformación. Posee dos sectores bien diferenciados, cuyo límite coincide con una serie de fallas transversales de direcciones entre N30E y N-S. El sector occidental corresponde a las sierras de Gredos y de La Paramera, con cabalgamientos mayoritariamente E-O muy segmentados, y el sector oriental que se asocia a los relieves de Guadarrama-Somosierra, con cabalgamientos NE-SO que, hacia el límite con el sector occidental tienen una dirección NNE-SSO.

Aunque la deformación parece haber comenzado antes en Gredos en relación con el Antepaís Pirenaico, el cabalgamiento N80E que pone en contacto el borde S de Gredos con el *pop-down* del Tietar muestra actividad pliocena a partir del análisis de huellas de fisión en apatitos, como acabamos de comentar.

En cuanto a la edad precisa de la deformación cenozoica, la presencia de grandes láminas de conglomerados del Eoceno medio-superior, que rellenan la Cuenca de Madrid provenientes del Sistema Central (Arribas y Arribas, 1991), indican un levantamiento simultáneo que ha sido cuantificado en algo menos de 1.000 m (De Bruijne, 2001). En este contexto, a lo largo del sector suroriental del borde S, durante el Oligoceno medio – Mioceno Inferior (?) se desarrollaron una serie de pliegues escalonados que dieron lugar a pequeñas depresiones locales rellenas de abanicos aluviales inmaduros, indicando un movimiento sinestroso del contacto Sistema Central-Cuenca de Madrid (De Bruijne *et al.*, 2001). Los esfuerzos asociados son claramente “ibéricos” (De Vicente *et al.*, 1996) y no produjeron levantamientos diferenciales significativos hasta el Mioceno inferior (figura 6.9). Los datos de huellas de fisión indican la ausencia de deformación en este sector del borde S durante el Mioceno Medio, lo que se reflejaría en la menor potencia de la serie neógena respecto a la paleógena, según los perfiles sísmicos y los sondeos realizados en la Cuenca (Querol, 1983). De este modo, la evidente homogeneización de las facies Aragonienses (Calvo *et al.*, 1996) a lo largo de toda la Cuenca de Madrid indicaría un periodo de arrasamiento sin construcción generalizada de nuevas estructuras.

El *pop-up* de Somosierra pasa hacia el O, en el contacto con la Sierra de Guadarrama, a una estructura más compleja que consiste en dos *pop-ups* separados por el *pop-down* del Lozoya y que cubija las mayores cotas de los sectores intermedio y oriental del Sistema Central. El situado más al S (*pop-up* de Cabeza del Hierro) es parte de una alineación de estructuras según una dirección N70-80E, de la cual forma también parte, más al S, el *pop-down* del Alto Manzanares. Esta alineación muestra una clara actividad paleógena, a partir de los datos de huellas de fisión, que puede subdividirse en dos pulsos: Eoceno medio hasta la parte inferior del Eoceno Superior, y Oligoceno inferior – inicio del Oligoceno Superior (De Bruijne y Andriessen, 2002). La actividad neógena aparece de nuevo concentrada durante el Mioceno Inferior, si bien, a diferencia de los sectores más próximos a la

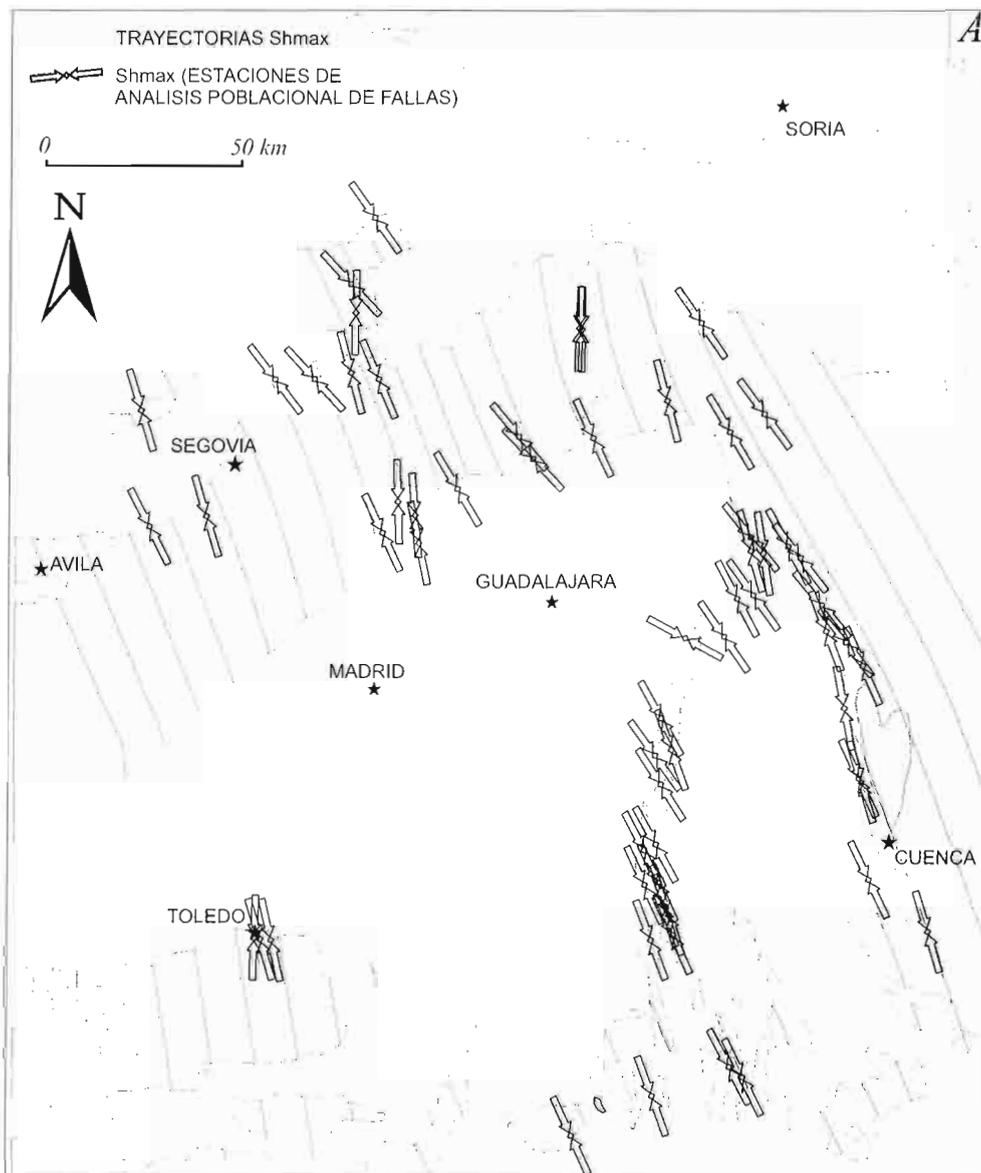
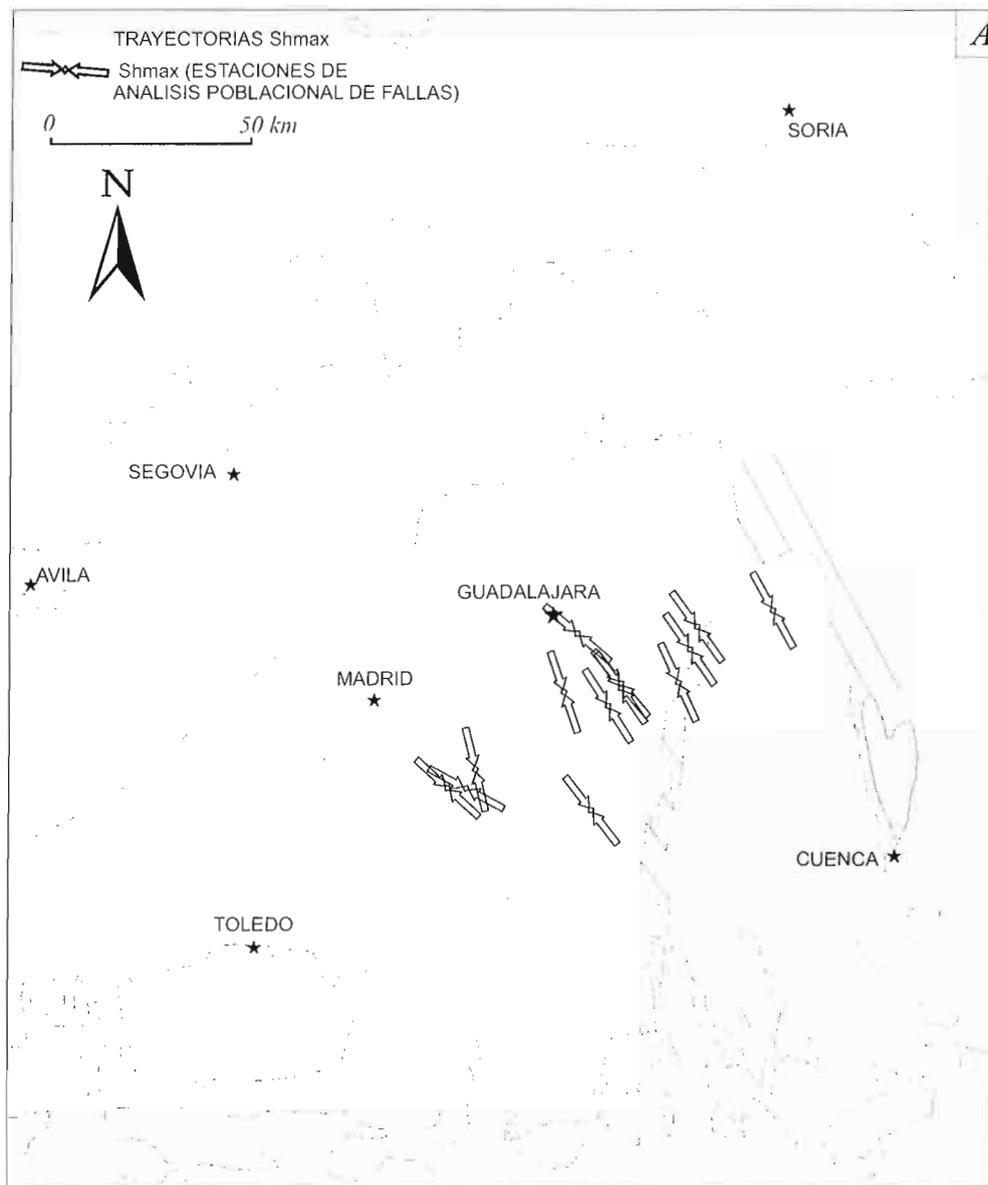


Figura 6.9. Trayectorias de esfuerzo máximo horizontal en el interior de la Península Ibérica para el Mioceno medio (De Vicente et al., 1996)

Cadena Ibérica, se registra un pulso importante durante el Mioceno Superior-Plioceno (figura 6.10).

En Gredos, la deformación parece ser tomada mayoritariamente por estructuras E-O muy segmentadas, relieves paralelos y masivos en general correspondientes, y por estructuras NE-SO, sierras más estrechas y discontinuas. Este sistema de fallas desplaza los segmentos de las fallas E-O, normalmente de modo sinestroso, lo que confiere a los corredores de cabalgamientos E-O una orientación más N70-80E. Estas estructuras se explican mejor en un contexto de esfuerzos N-S "pirenaicos" con actividad desde el Eoceno medio hasta probablemente el Mioceno Inferior. Durante esta primera etapa las estructuras NE-SO deben asumir una deformación mayoritariamente transpresiva. Es posible que en el

Figura 6.10.  
Trayectorias de  
esfuerzo máximo  
horizontal en el  
interior de la  
Península Ibérica  
para el Mioceno  
Superior-Plioceno  
(De Vicente  
et al., 1996)



Mioceno Superior el cambio de orientación del campo de esfuerzos lejano —¿consecuencia del bloqueo pirenaico?— cause la reactivación selectiva de algunas estructuras con la formación de relieve abrupto de Gredos (figura 6.10), la acentuación del escalón meridional de la Sierra de San Vicente y el carácter más compresivo de las estructuras NE-SO en forma de sierras discontinuas. En este sentido se podría explicar la conservación de superficies antiguas en el relieve masivo de la Paramera así como los relieves relativamente bajos del borde N de este sector occidental. Queda pues patente una intensa actividad reciente (Pliocena) de amplios sectores del Sistema Central.

Sin embargo, en los Montes de Toledo, los análisis de huellas de fisión en apatitos no son capaces de detectar actividad (enfriamiento), ni durante el Oligoceno-Mioceno inferior ni durante el Plioceno, porque este sector del basamento hercínico se había levantado ya en un periodo anterior a los 80 ma y de un modo más o menos continuo, sin aceleraciones asociables a eventos tectónicos. En este aspecto, su evolución fue claramente distinta de la ocurrida en el Sistema Central y en Gredos. A la falta de datos más concretos, no deben excluirse las deformaciones fini-paleógenas. La sedimentación de abanicos aluviales pliocenos (raña) asociados a la renovada actividad de estructuras previas, tanto en el Sistema Central, como en la sierra de Guadalupe-Montánchez, parecen indicar una cierta actividad neotectónica, también en los Montes de Toledo.

Así, se puede considerar en primer lugar que la dirección aproximada N80E de la flexura que produce la elevación del basamento es paralela al Sistema Central y a la Cordillera Cantábrica. Esto parece indicar un origen común, al menos en sus etapas iniciales, para los tres relieves principales construidos en el Macizo Ibérico. Por otra parte, la génesis de estas zonas de relieves principales (divisoriales mayores) ha sido relacionada con la formación de pliegues litosféricos en el contexto del acortamiento asumido en el interior de la Placa Ibérica (Cloething *et al.*, 2002). Si se admite este modelo general de deformación intraplaca, ha de suponerse para parte de esta elevación del basamento una formación anterior a la estructuración de las Cordilleras Béticas, siendo en este caso la flexura positiva de Sierra Morena una consecuencia *lejana* de la sutura pirenaica y el consiguiente bloqueo de la convergencia África-Eurasia en el borde N de la Placa Ibérica.

### VI.2.8. Cadenas Béticas

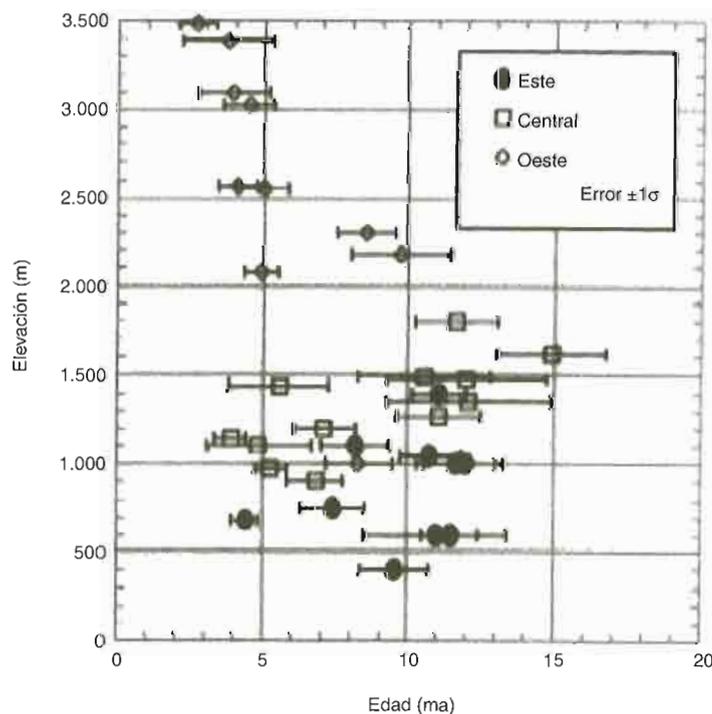
En las Cordilleras Béticas se han realizado tres cortes NO-SE, a través de Sierra Nevada y la Sierra de los Filábrides (Johnson *et al.*, 1999). Se observa que el enfriamiento comenzó antes en el sector oriental que en el occidental. Las historias térmicas de los apatitos analizados indican que, mientras en el E el proceso se completó hace 11 ma, en el O no lo hizo hasta 3 ma después. En el análisis más detallado del

corte más occidental, distinguimos tres grupos de muestras. El primero indica un enfriamiento rápido, que tuvo lugar hace 9 ma, que se relaciona con denudación tectónica y con el emplazamiento del complejo Nevado-Filábride. El segundo grupo, de edad Tortoniense-Messiniense, indica un periodo de estabilidad, mientras que el tercero y último señala un nuevo enfriamiento brusco, acaecido hace 4.5 ma, provocado por la erosión. Esta evolución también se refleja en los depósitos que encontramos en las cuencas sedimentarias próximas. La erosión comienza durante el Tortoniense Inferior, en el Tortoniense Medio se da un periodo de sedimentación carbonática, dando paso, en el Plioceno, a unos nuevos depósitos siliciclásticos.

Las muestras tomadas en la parte central del complejo contienen huellas de fisión formadas con anterioridad a la denudación y al nuevo enfriamiento; mientras que las de las zonas externas no contienen huellas más antiguas de 5 ma. Este paleoPAZ exhumado, también se aprecia en la variación de la denudación en las distintas cuencas. La conservación del nivel estructural más alto, cercano al límite nevado-Filábride-Alpujárride y la proximidad entre depresiones y elevaciones, indica que la erosión actuó de forma simultánea a una fase de plegamiento, durante el Plioceno. Esto explica también la extraña relación negativa entre la elevación y la edad de los apatitos (figura 6.11).

Cabe aquí señalar que es en estas cadenas donde se obtienen unas edades de enfriamiento más recientes, junto con el sector central del Sistema Central, de todas las de la Península Ibérica.

Figura 6.11.  
Gráfico que muestra los errores entre la edad de los apatitos y la de la elevación



### VI.3. ANÁLISIS DE LA ASIMETRÍA DE LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS

#### VI.3.1. Introducción

La red hidrográfica es un excelente marcador de actividad tectónica reciente. No obstante, la presencia de numerosos factores que pueden producir anomalías, no permite que la aplicación de técnicas e índices geomorfológicos sea, por sí misma, un factor definitorio de estructuras activas.

A pesar de ello, y considerando la filosofía general del proyecto, la aplicación de técnicas de cuantificación de anomalías en la red hidrográfica, representa un dato de apoyo fundamental a otras evidencias de actividad tectónica.

Uno de los factores más interesantes para determinar la actividad neotectónica a partir de estos datos es el grado de simetría que presentan las diferentes cuencas hidrográficas, ya que la dinámica fluvial es muy susceptible de cambio debido a la actividad tectónica, como presencia de fallas, basculamientos, etc.

Para definir el grado de simetría/asimetría de las diferentes cuencas se han aplicado dos índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente (Pike y Wilson, 1971; Hack, 1973; Bull, 1977, 1978; Keller, 1986; Cox, 1994; Keller y Pinter, 1996), aplicados ya en algunas zonas del interior peninsular a menores escalas (Silva, 1994):

- Índice de asimetría de la cuenca (“AF”).
- Factor de simetría topográfica transversal (“T”).

— El índice “AF” cuantifica el grado de asimetría de una cuenca de drenaje —unidad de trabajo básica en esta etapa del análisis— mediante una relación porcentual sencilla entre las dos áreas ocupadas por las dos márgenes de un río, en este caso del cauce principal o trunk stream (*sensu* Mayer, 1990). La fórmula utilizada, y que permite esta relación adimensional, es la siguiente (Keller y Pinter, 1996):

$$AF_D = \left( \frac{A_D}{A_T} \right) \times 100$$

Donde “AF<sub>D</sub>” es el valor del índice (porcentaje, en %) calculado para la margen derecha del río, “A<sub>D</sub>” es el área correspondiente a la margen derecha, y “A<sub>T</sub>” el área total de la cuenca de drenaje. Cuanto más se aproxime el valor de este parámetro al 50%, menor será la influencia de la actividad tectónica. Cuanto más se diferencie del 50%, mayor influencia habrá tenido (o estará teniendo) la actividad de la deformación reciente: mayor intensidad del basculamiento.

Pueden existir condicionantes geológicos diversos (estructuras de plegamiento, litologías con una resistencia a la erosión diferente, etc.) que obliguen, a un

entramado fluvial determinado, a tener valores de "AF" alejados del 50%, y que no esté, para nada, relacionado con basculamientos debidos a la incidencia de una deformación tectónica. En este caso, la escala de trabajo empleada para la obtención de los datos iniciales de análisis 1:200.000, supone una ventaja, ya que tendería a homogeneizar o regionalizar otras influencias geológicas locales.

De todas formas, como ya hemos indicado anteriormente, hay que considerar que los resultados obtenidos con esta metodología pertenecen a una más de las capas de información que serán utilizadas en la definición de las estructuras de primer orden de la Península Ibérica.

— El índice "T" cuantifica también el grado de asimetría de la cuenca de drenaje, pero de un modo más preciso que el anterior. La razón es que no considera un único valor para la totalidad de la cuenca sino tantos como segmentos transversales al *trunk stream* hayamos delineado en la misma. La fórmula empleada para su cálculo es la siguiente (Cox, 1994):

$$T = \frac{D_a}{D_d}$$

Donde "D<sub>d</sub>" representa la distancia existente entre el límite que supone la divisoria con las cuencas adyacentes y la divisoria dentro de la propia cuenca de drenaje (línea teórica que igualaría el área de las dos márgenes del río principal o *trunk stream*), y "D<sub>a</sub>" define la distancia (medida sobre el segmento rectilíneo anterior) desde la divisoria interna de la cuenca de drenaje hasta el cauce principal que la disecta.

Por tanto, para una misma cuenca, son posibles tantos puntos como segmentos rectilíneos definidos, de aquí la mayor sensibilidad de este índice con respecto al valor único obtenido con el factor de asimetría anterior. Para una cuenca totalmente simétrica, el valor de "T" será igual a cero. Cuanto más se aproxime este valor a la unidad, mayor asimetría existirá entre las dos márgenes del cauce principal que disecta la cuenca.

Estos índices geomorfológicos permiten comparar distintos entornos para caracterizar áreas de comportamientos particulares o característicos, definiendo sectores donde ha sucedido o sucede un basculamiento tectónico, más o menos complejo, de las cuencas de drenaje (unidad de trabajo empleada en algunos de los índices); así como la definición del grado de actividad de la deformación (tasas de elevación y hundimiento) durante un periodo determinado.

De esta forma, se han aplicado estos índices a gran parte del territorio español (Béticas y Macizo Ibérico) para establecer la posible existencia de actividad tectónica actual que haya podido estructurar la red hidrográfica actual y comparar los resultados entre zonas más o menos activas.

El objetivo principal de la aplicación de esta metodología es obtener una cuantificación de la morfología del terreno en esta zona y comparar los resultados con los obtenidos con otras líneas de investigación en el contexto del proyecto.

### VI.3.2. Metodología de trabajo

Para aplicar esta metodología se han utilizado, como base cartográfica, las síntesis topográficas provinciales (editadas por el Instituto Geográfico Nacional) a escala 1:200.000.

El proceso seguido para la realización de este análisis ha consistido en la delimitación precisa, sobre cada una de las topografías provinciales a escala 1:200.000, de los límites de las cuencas de drenaje (2.807 cuencas) (tabla 6.1) y la elección sobre las mismas del cauce principal o *trunk stream*.

Provincia/Comunidad	Nº de cuencas	Provincia/Comunidad	Nº de cuencas
Albacete	88	Jaén	40
Alicante	25	La Rioja	56
Almería	28	León	138
Asturias	142	Lérida	16
Ávila	73	Madrid	34
Badajoz	74	Málaga	39
Barcelona	18	Murcia	23
Burgos	130	Navarra	19
Cáceres	132	País Vasco	93
Cádiz	34	Palencia	57
Cantabria	62	Salamanca	58
Castellón	48	Segovia	83
Ciudad Real	71	Sevilla	71
Córdoba	76	Soria	85
Cuenca	39	Tarragona	9
Galicia	420	Teruel	39
Gerona	32	Toledo	42
Granada	60	Valencia	42
Guadalajara	54	Valladolid	50
Huelva	47	Zamora	89
Huesca	41	Zaragoza	30

Tabla 6.1.  
Número de cuencas consideradas en el estudio por provincias

Estos datos son necesarios para la determinación de los valores de áreas necesarios para el cálculo del índice "AF", que asigna un único valor a cada una de las cuencas definidas.

Posteriormente, se trazaron todos los segmentos rectilíneos (17.485 datos) (tabla 6.2) necesarios para cada una de las cuencas de drenaje definidas. En cada uno de estos segmentos se puede definir un valor diferente del índice "T", de esta forma y como ya hemos definido anteriormente, podemos obtener varios valores de este índice en cada una de las cuencas definidas.

Debido a que la escala de trabajo, decidida para el contraste con los resultados obtenidos mediante las diferentes metodologías es sensiblemente menor, se procedió a la reducción del material cartográfico para el análisis a una escala adecuada, en este caso, 1:400.000.

Posteriormente, se aplicó sistemáticamente los dos índices geomorfológicos a cada una de las cuencas (índice "AF") y cauces principales (índice "T") definidos en el proceso preliminar de obtención de datos (figura 6.12).

*Tabla 6.2.  
Número de valores del índice "T" considerados por provincias*

Provincia/Comunidad	Nº de datos (valores de "T")	Provincia/Comunidad	Nº de datos (valores de "T")
Albacete	491	Jaén	309
Alicante	155	La Rioja	217
Almería	145	León	977
Asturias	950	Lérida	166
Ávila	360	Madrid	184
Badajoz	600	Málaga	228
Barcelona	148	Murcia	178
Burgos	605	Navarra	165
Cáceres	638	País Vasco	433
Cádiz	186	Palencia	385
Cantabria	352	Salamanca	315
Castellón	292	Segovia	459
Ciudad Real	547	Sevilla	541
Córdoba	554	Soria	427
Cuenca	358	Tarragona	62
Galicia	2.420	Teruel	289
Gerona	188	Toledo	243
Granada	433	Valencia	304
Guadalajara	261	Valladolid	252
Huelva	364	Zamora	729
Huesca	346	Zaragoza	228

### VI.3.3. Resultados

Se han considerado en total de 17.485 puntos de control para el análisis de la simetría de cuencas con la aplicación de los dos índices geomorfológicos: índices "AF" y "T" (figura 6.13).

Se han construido los mapas de isovalores obtenidos de la aplicación de estos dos índices (figuras 6.14 y 6.16).

En estos mapas, y dada la escala utilizada, tanto en la toma de datos iniciales (1:200.000) y en la de trabajo (1:400.000), no se pueden establecer zonas bien delimitadas que permitan la definición de estructuras lineales asimilables a grandes

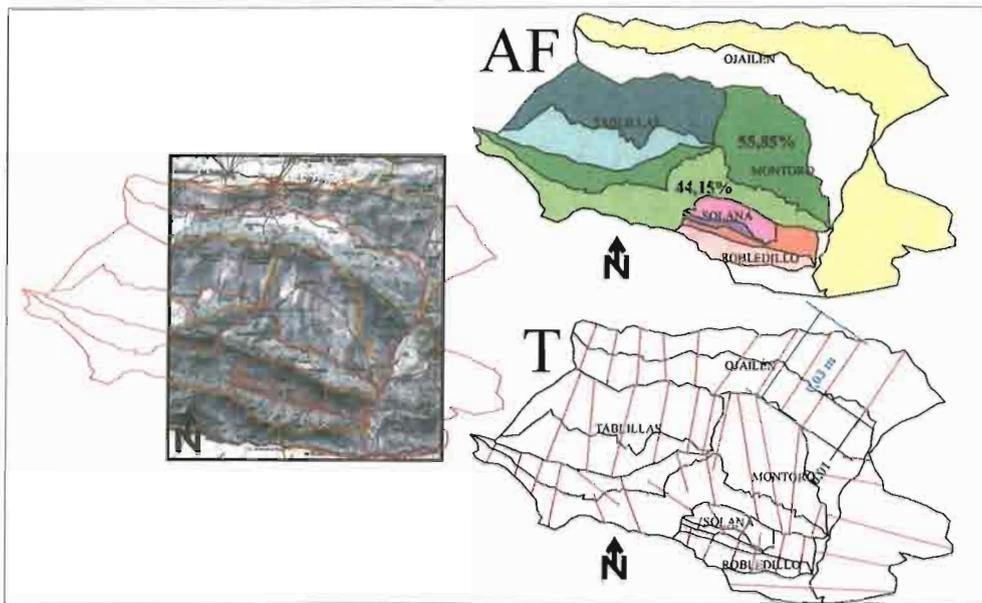


Figura 6.12. Esquema de la metodología utilizada para la definición de estos índices morfotectónicos. Delimitación de cuencas. Aplicación de los índices: asignación de un valor de AF a cada una de las cuencas; y determinación de diferentes valores de "T" para cada una de las cuencas (varios datos por cuenca)

fallas. No obstante, se pueden llegar a definir zonas de valores relativamente altos de asimetría de cuencas. Esta información, por si misma, no permite definir áreas basculadas, ni establecer la presencia de estructuras activas en tiempos geológicos recientes; pero con su combinación con otras capas de información (análisis de la

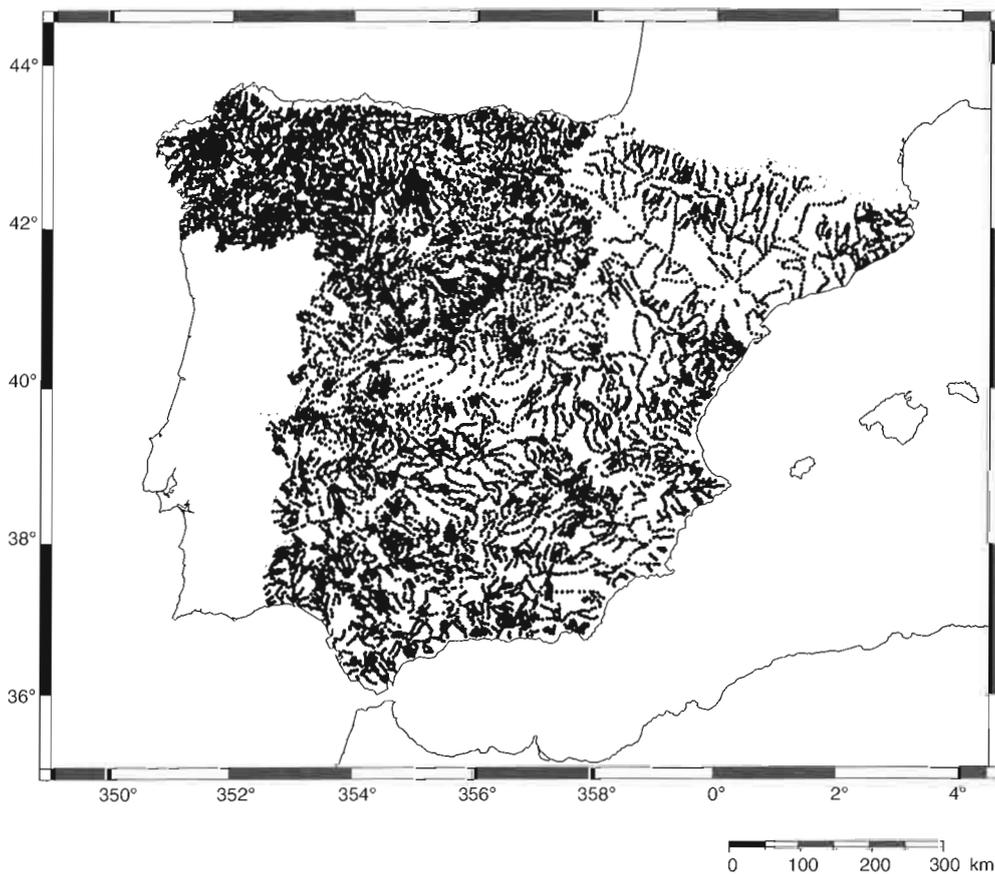


Figura 6.13. Representación de los 17.485 puntos de control logrados

Figura 6.14.  
Mapa de isovalores interpolados ("AF") para toda la zona de estudio

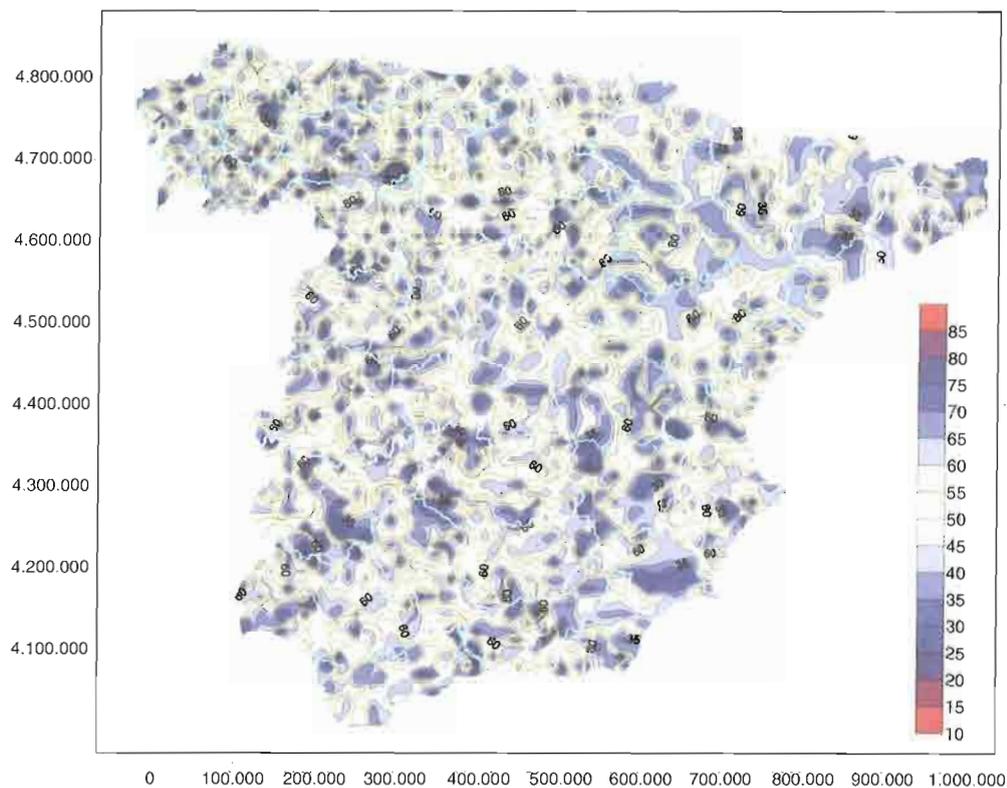
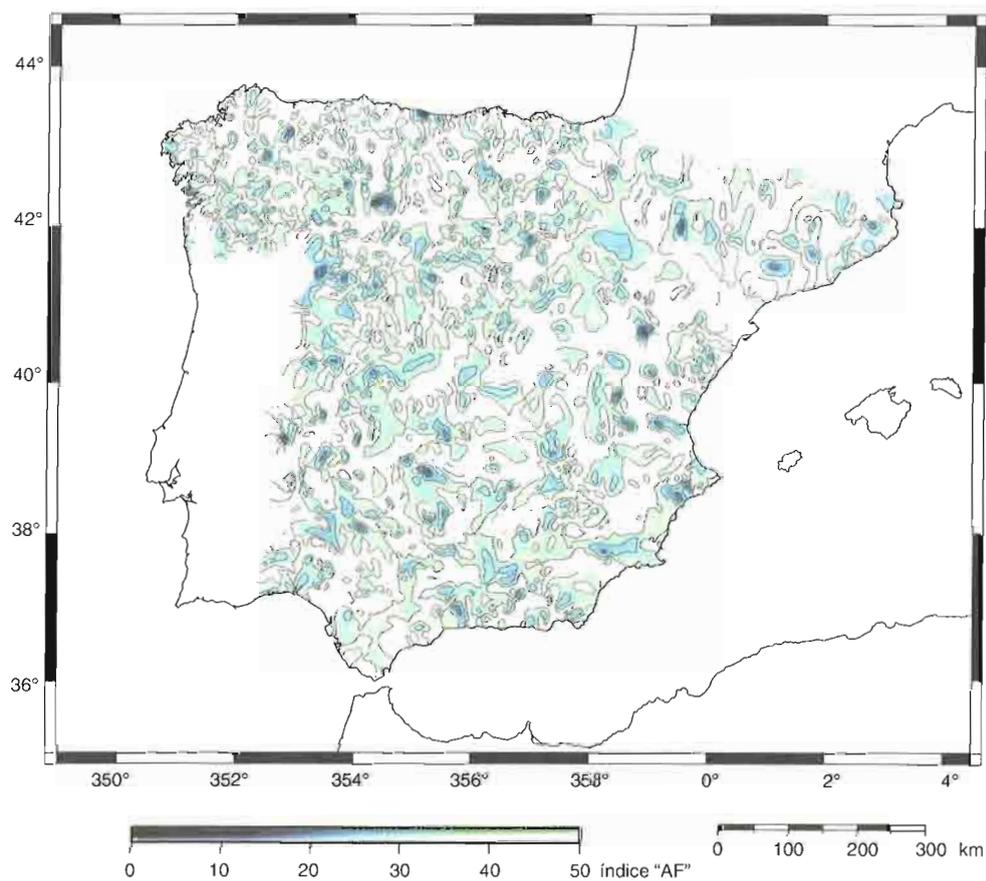


Figura 6.15.  
Mapa de isovalores interpolados (40% < AF > 60%) para toda la zona de estudio



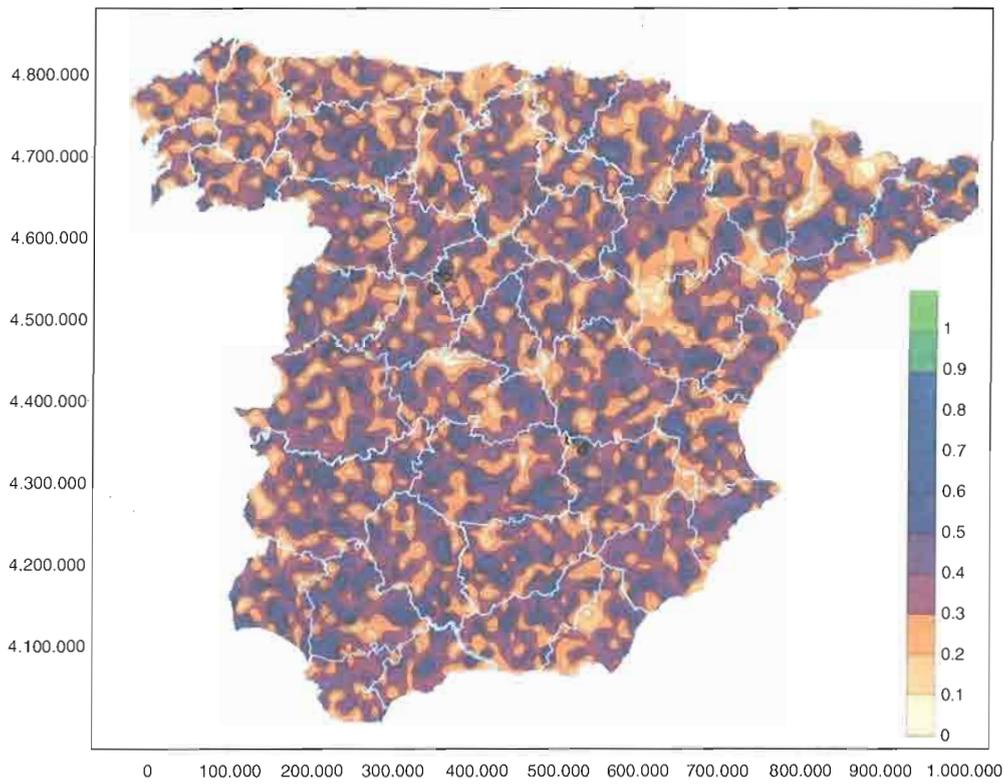


Figura 6.16.  
Mapa de isovalores interpolados ("T") para toda la zona de estudio

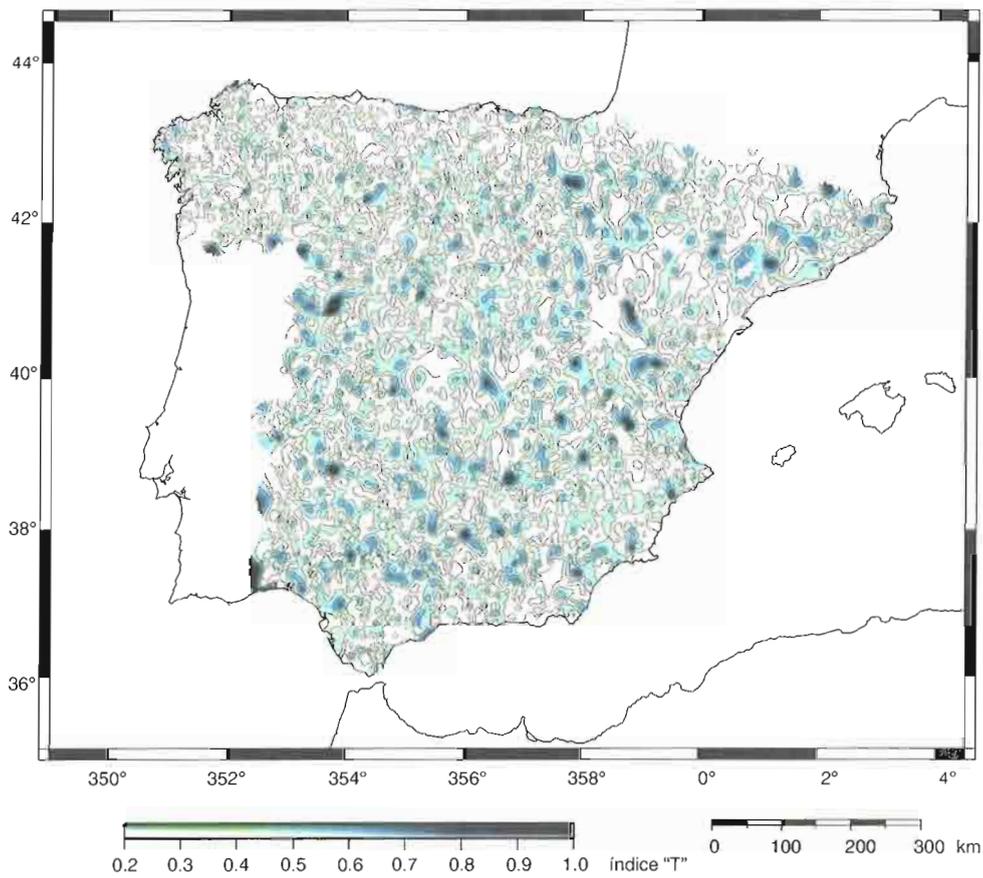


Figura 6.17.  
Mapa de isovalores interpolados ( $T > 0,4$ , método de interpolación "kriging") para toda la zona de estudio

topografía, geofísica, etc.) permite la definición de áreas con movimientos relativos que permiten inferir y definir la presencia de grandes estructuras activas.

Asimismo, también se ha procedido al filtrado de la información presente en ambos mapas para poder determinar zonas con una alta asimetría de cuencas. Esta información es la que se ha utilizado para su contraste con el resto de los datos del proyecto.

Este filtrado ha consistido, simplemente, en la representación de las zonas con valores de ambos índices superiores a umbrales que indican una clara asimetría. En el caso del índice de asimetría "AF", se han considerado valores del índice de asimetría "AF"  $\leq 40\%$  o valores de "AF"  $\geq 60\%$  (figura 6.15). Y en el caso del factor de asimetría "T", se han considerado solamente los valores superiores a 0,4 ("T"  $\geq 0,4$ ) (figura 6.17)

La aplicación regional de esta metodología aporta una capa de información al conjunto de datos obtenidos en el desarrollo del proyecto. Si bien es cierto que la escala de utilización de estas técnicas es fundamental a la hora de definir los objetivos esperados. Para determinar la presencia de estructuras lineales concretas, es necesaria la utilización de escalas que permitan el análisis pormenorizado de las diferentes cuencas y cauces, a la vez que se tienen en cuenta los diferentes factores locales que pueden influir en los valores de los parámetros utilizados, como pueden ser cambios litológicos, estructuras condicionantes, etc.

#### VI.3.4. Conclusiones metodológicas

- Permiten deducir información tectónica a partir de datos objetivos (difícilmente manipulables), los cuales ponderan intrínsecamente afecciones y/o contextos geológicos locales y regionales.
- Es fundamental la elección adecuada de la escala de trabajo. En nuestro caso, la elección de una escala 1:200.000 combinada con la delimitación de la mínima unidad de drenaje posible en cada ocasión, ha permitido minimizar afecciones locales (generadas por cuestiones litológicas, estratigráficas, estructurales, etc.) y otorgar, así, un carácter regional-detallado a las conclusiones.
- La aplicación de ambos índices geomorfológicos se ha mostrado especialmente útil en áreas de intensidad de deformación media-baja.
- Resultados interesantes obtenidos mediante inversiones económicas reducidas.
- Se ha realizado una distribución de puntos de control homogénea, observándose un mayor número de datos en el tercio septentrional peninsular (mayor densidad de cauces fluviales).
- Los mapas de isovalores interpolados para ambos índices geomorfológicos definen orientaciones preferentes, de penetratividad variable, tanto para los valores máximos como para los mínimos.

- Asumiendo la objetividad intrínseca de la metodología y el volumen de datos considerados, parece evidente la realidad de tales orientaciones.
- Una vez analizadas varias zonas tectónicas, “AF” se revelaría como un indicador válido con valores:  $40\% < AF > 60\%$ .
- Una vez analizadas varias zonas tectónicas, “T” se revelaría como un indicador válido con valores:  $T > 0,4$ .
- Es posible definir una zonación a partir de los mapas logrados con sentido tectónico de todo el territorio peninsular.
- Es posible definir “bandas de actividad” y “zonas de sombra” de dimensiones variables y claramente orientadas.

## VI.4. ANÁLISIS DE LOS MODELOS DIGITALES DE ELEVACIONES

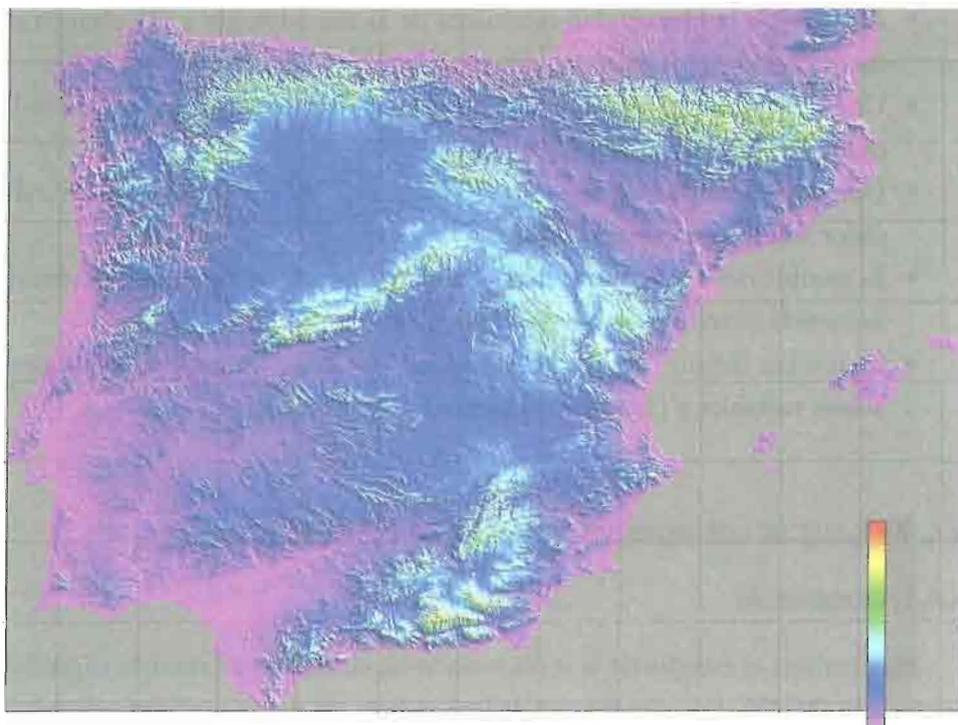
### VI.4.1. Introducción

Para realizar el estudio de la topografía se ha elaborado un modelo digital de elevaciones (MDE), inicialmente se utilizó la base de datos suministrada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), que proporciona una resolución de 200 m, es decir un valor de cota “z” por cada incremento de 0,2 km en “x” e “y”, en coordenadas UTM en metros. Las coordenadas UTM están todas referidas al huso 30, habiéndose transformado las zonas incluidas en los husos 29 y 31 al 30 (figura 6.18). Estos datos se emplearon para confeccionar los mapas de pendientes.

Sin embargo, esta base de datos procedente de la digitalización de los mapas del IGN a escala 1:200.000 presenta en las zonas de menor relieve y en la batimetría submarina algunas zonas planas, es decir, zonas con forma de terraza situadas entre dos escarpes. Esto se debe a la falta de datos entre dos curvas de nivel que están muy separadas, lo que sucede especialmente en las zonas llanas. Para solucionar este problema hay que añadir la digitalización de curvas intermedias.

Como este proceso quedaba fuera de los objetivos del proyecto se optó por utilizar una base de datos de menor resolución, pero que obviaba este problema. Para ello se utilizó la base de datos *world\_relief* desarrollada por Paul Wessel, (U. de Hawai) y comercializada por *Geoware*. Esta base de datos contiene datos procedentes de los modelos GTOPO30, ICBAO, TOPO6.2 y ETOPO5 y permite una resolución máxima de 1 minuto de arco (latitud-longitud). También se utilizaron independientemente los datos terrestres de la base GTOPO30 del *EROS Data Centre (U.S. Geological Survey)* con una resolución espacial de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 kilómetro). El modelo digital de elevaciones elaborado con esta base de datos (figura 6.19), que contiene también datos batimétricos, se ha utilizado para los análisis de longitudes de onda del relieve y filtrados.

Figura 6.18.  
Modelo digital de  
elevaciones con  
resolución de  
200 m para la  
Península Ibérica



Los modelos digitales de elevaciones, mapas de pendientes y sombreados se han calculado utilizando un Sistema de Información Geográfica, en nuestro caso GMT (P. Wessel, U. de Hawaii), en Uníx. Los cálculos de longitudes de onda y filtrados se han realizado con el programa Oasis.

#### VI.4.2. Mapas de pendientes y de orientaciones de pendientes

A partir del modelo digital de elevaciones (MDE) de resolución de 200 m se han calculado varios mapas de pendientes. Estos mapas permiten definir zonas de pendiente homogénea o de cambios bruscos de pendiente que son de gran ayuda para la interpretación del relieve desde el punto de vista estructural ya que permiten localizar las principales rupturas de pendientes, es decir, de zonas donde pueden discurrir la traza de estructuras tectónicamente activas. Aunque siempre se debe tener en cuenta cuál es la resolución del modelo que se está empleando a la hora de interpretar los resultados.

Para calcular los mapas de pendientes a partir de los MDE *raster* elaborados previamente (figura 6.18) se han empleado dos procedimientos:

- a) Como el relieve está representado por una malla de celdas cuadradas con un valor de altitud conocido, en primer lugar se ha calculado la relación de la altitud de cada celda con la de las ocho celdas colindantes. Para ello se ha establecido la orientación de un plano tangente al terreno, en cada celda, tomando en consideración los valores de cota de las ocho cel-

das colindantes. Una vez establecida la pendiente de este plano tangente en cada celda, se ha calculado un nuevo mapa donde están representadas los valores de pendiente (en grados entre 0° y 90°) para cada celda teniendo en consideración los valores de las ocho celdas vecinas. Para valo-

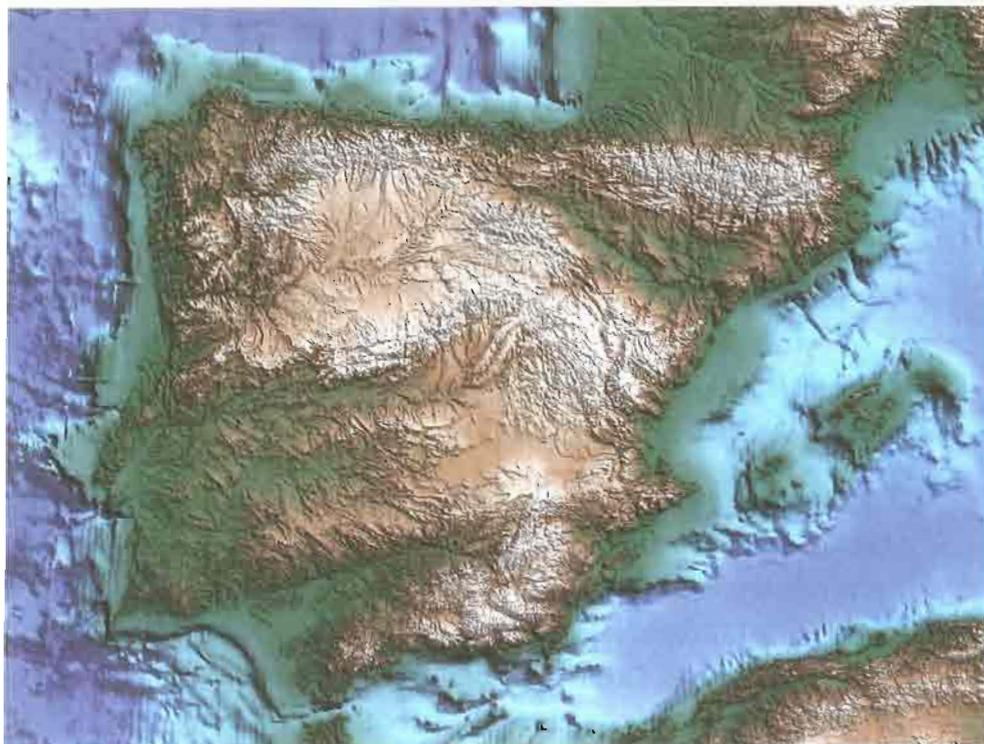


Figura 6.19. Modelo Digital con resolución de 100 m (a partir de datos del Gtopo30 y Etopo5)

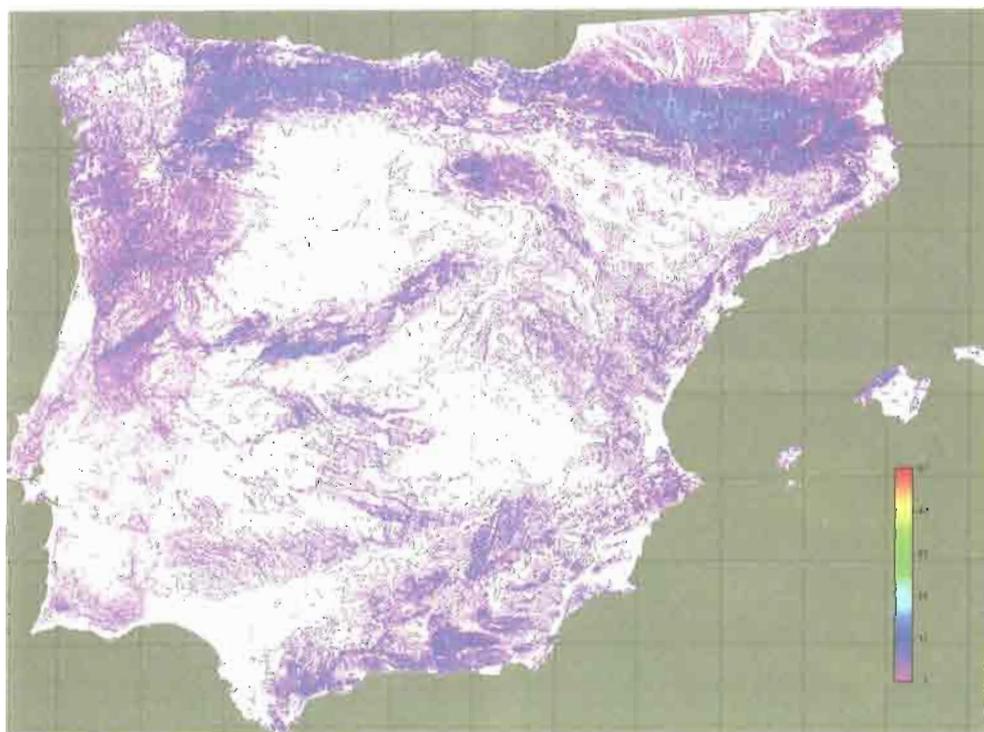


Figura 6.20. Mapa de pendientes (en grados) calculado a partir del Modelo Digital de elevaciones con resolución de 200 m

rar los resultados se puede emplear la clasificación propuesta por Pedraza (1996) (tabla 6.3).

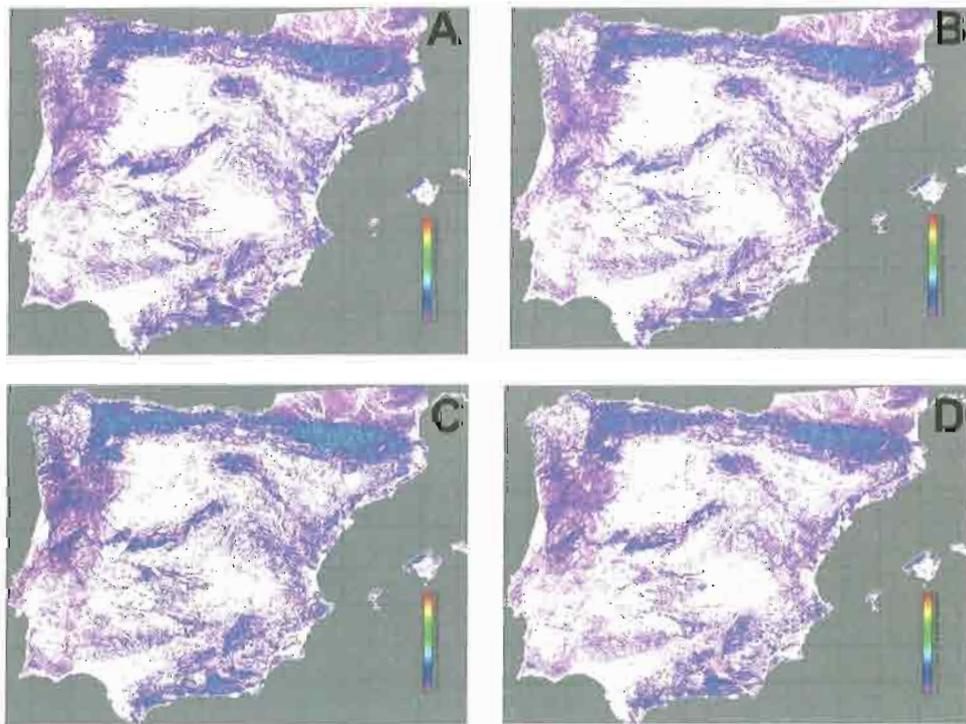
Tabla 6.3.  
Clasificación de  
pendientes  
(Pedraza, 1996)

Pendiente (grados)	Topografía
0°- 0,5°	Plana
0,5°-2°	Casi plana
2°-5°	Débilmente inclinada
5°-15°	Muy inclinada
15°-25°	Débilmente escarpada
25°-35°	Escarpada
35°-55°	Precipicio
>55°	Vertical

En la figura 6.20 está representado el mapa de pendientes más las direcciones de fracturas que se deducen del mismo.

b) Por otro lado, y con objeto de resaltar mejor los cambios bruscos de pendiente, se han calculado otros mapas de pendientes donde se relacionan sólo las pendientes entre la celda central y su celda vecina en una determinada dirección. Se han construido mapas para las direcciones, N0°E, N45°E, N90°E, N135°E y N180°E. Debido a la similitud de resultados obtenida sólo se presentan aquí los mapas con pendientes N-S (figura 6.21d); NE-SO (figu-

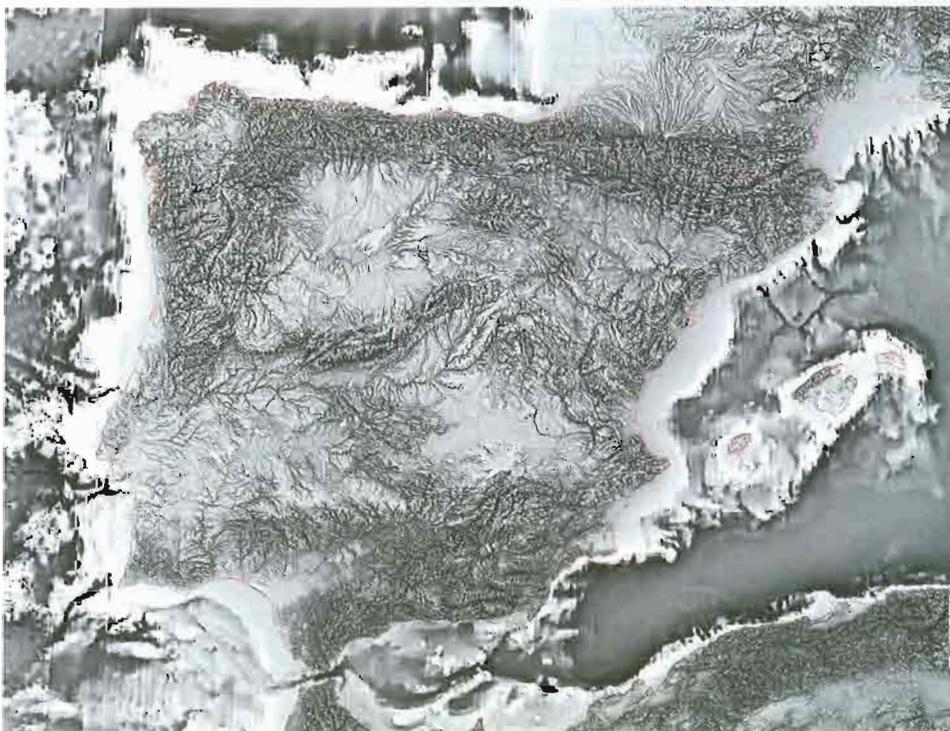
Figura 6.21.  
Mapas de pen-  
dientes direccio-  
nales (en grados)  
calculado a partir  
del modelo digital  
de elevaciones con  
resolución de 200  
m: A) Orientación  
pendientes N-S;  
B) Orientación  
pendientes NE-  
SO; C)  
Orientación pen-  
dientes E-O; D)  
Orientación pen-  
dientes NO-SE



ra 6.21b); E-W (figura 6.21c) y NO-SE (figura 6.21d). Estos mapas permiten resaltar más claramente las principales estructuras tectónicas que son normales a una determinada dirección de pendiente. Así se puede observar como una vez más quedan puestas de manifiesto las direcciones de fracturas mostradas en la figura 6.20.

**Análisis de longitudes de ondas del MDE.** Para el análisis de las longitudes de onda del relieve se ha partido de la base de datos world\_relief con una resolución de un minuto de arco para los datos en tierra y de cinco minutos de arco para la batimetría (figura 6.19). En primer lugar se ha calculado el mapa de derivada vertical de la topografía (figura 6.22) que permite visualizar también las principales rupturas de pendientes. Como se puede observar en la figura 6.22 en este tipo de mapa se resaltan especialmente las zonas de encajamiento de los ríos. El trazado de los principales lineamientos calculados a partir de este tipo de mapas da unos trazados de lineamientos similares a los obtenidos con los mapas de pendientes (figura 6.20).

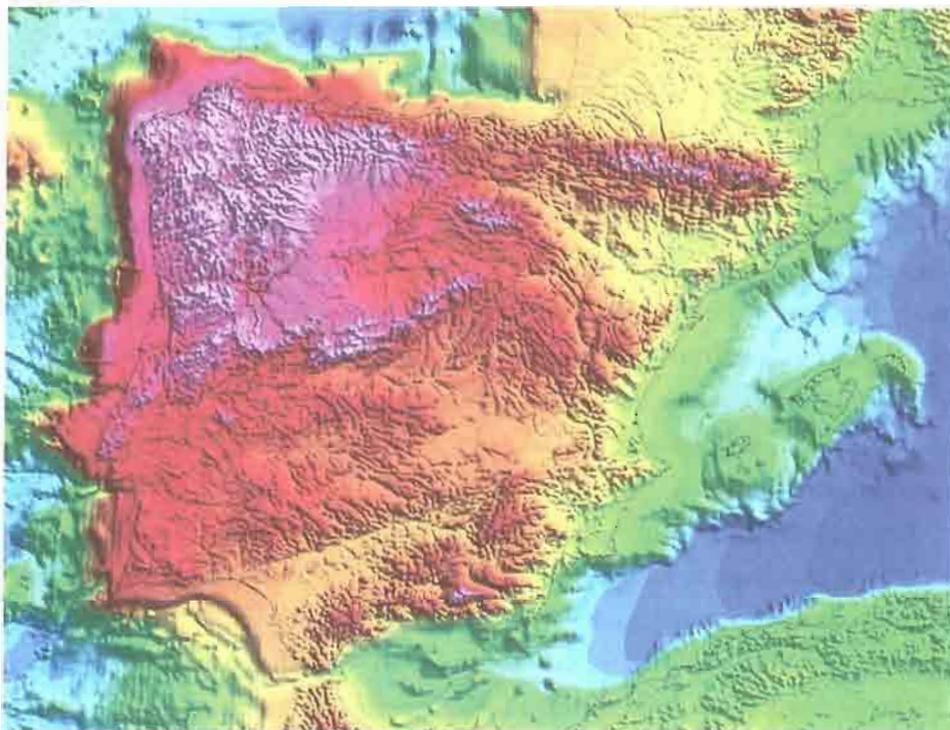
Los análisis de longitudes de onda de la topografía se han realizado mediante un filtro de paso bajo. Se han analizado diferentes intervalos de longitudes de onda, pero sólo se muestran aquí, los resultados para los intervalos de longitudes de onda comprendidas entre 5 - 10 km, 10 - 50 km y 50 - 100 km (figuras 6.23, 6.24 y 6.25) ya que éstos son los más representativos y permiten establecer los lineamientos que separan bloques con distintas longitudes de onda. En general, se observa la



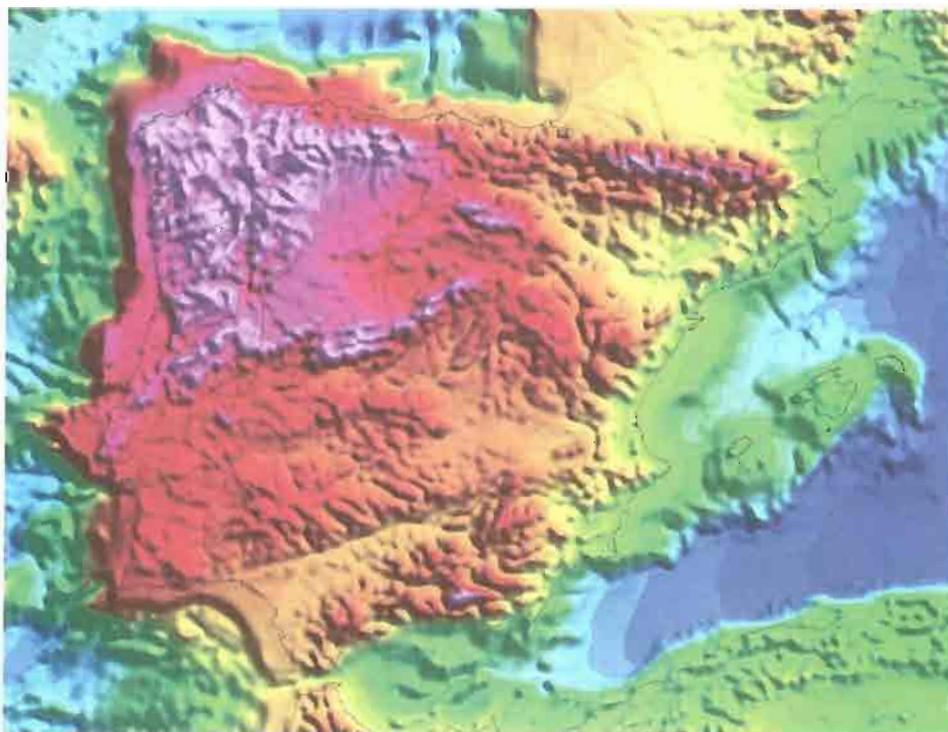
*Figura 6.22.  
Mapa de derivada vertical de la topografía a partir del modelo digital del terreno con resolución de 100 m*

existencia de un gran bloque elevado que coincide con la esquina NO de la Península y una serie de importantes lineamientos NE-SO o ENE-OSO que limitan este bloque. Son de destacar el que limita el Sistema Central por el sur y el que

*Figura 6.23.  
Longitudes de  
onda de la topo-  
grafía entre 5 y  
10 km (resolución  
modelo digital del  
terreno de 100 m)*



*Figura 6.24.  
Longitudes de  
onda de la topo-  
grafía entre 10 y  
50 km (resolución  
modelo digital del  
terreno de 100 m)*



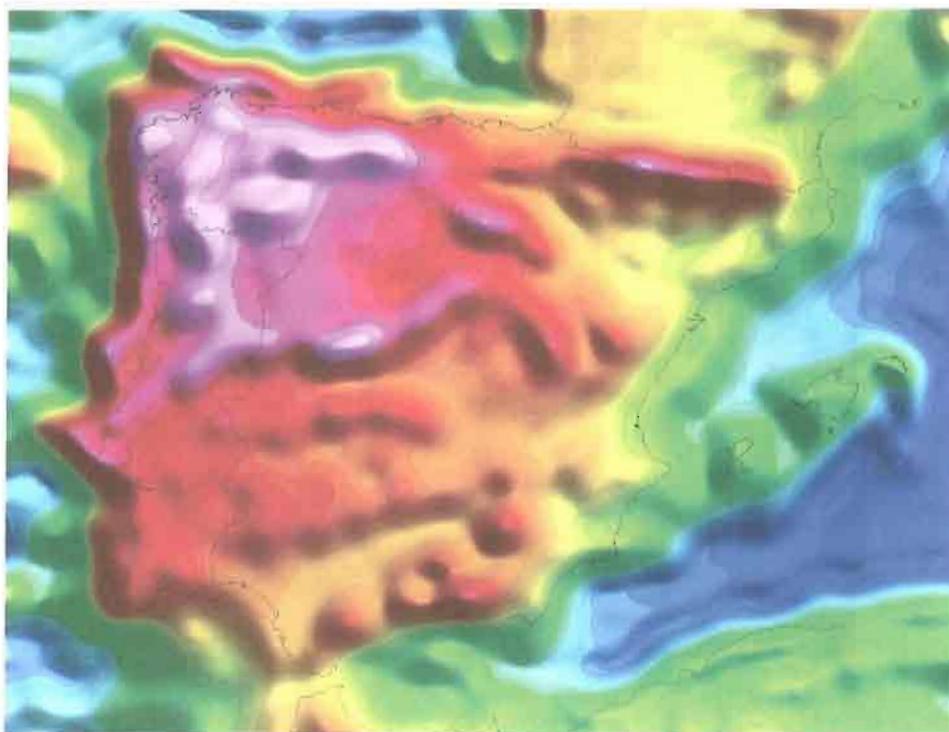


Figura 6.25.  
Longitudes de  
onda de la topo-  
grafía entre 50 y  
100 km (resolu-  
ción modelo digi-  
tal del terreno de  
100 m)

limita el bloque elevado de la meseta septentrional y Galicia, cuya traza se que se extiende desde la altura de Lisboa hasta el límite occidental de los Pirineos y sur de Francia.

Con esta misma orientación se observan otra lineación menor (Campo de Calatrava) y otra mayor que discurre paralela al cauce del Guadalquivir. También se observa otro conjunto de lineaciones, de orientación NO-SE que predominan en la zona de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro. En resumen, estos mapas permiten determinar las fábricas principales de la topografía, fundamentalmente NO-SE y NE-SO, que confirman la disposición de los alineamientos y fallas establecidos en otros apartados de esta memoria.

#### VI.5. MODELACIÓN MATEMÁTICA DE LOS PLIEGUES LITOSFÉRICOS Y CORTICALES

Si observamos un mapa topográfico (figura 6.26), vemos que la mayor parte de la Península, excepto el sector SE, se caracteriza por una alternancia de elevaciones y depresiones, cuya orientación varía de E-O a NE-SO, en lo que podemos denominar “patrón de primer orden”. De noroeste a sudeste la serie está compuesta por el río Miño, los Montes de León, La Cuenca del Duero, El Sistema Central, La Cuenca del Tajo, Los Montes de Toledo, La Cuenca del Guadiana y Sierra Morena. La orientación de todas estas estructuras es aproximadamente perpendicular al eje de máxima compresión actual (Sigma).

La orientación de áreas anormalmente altas y la magnitud de movimientos verticales post-Miocenos sugieren que la fase más reciente de deformación intraplaca ha

Figura 6.26.  
Topografía de la Península, con la localización de los cortes (ver Figura 6.27)

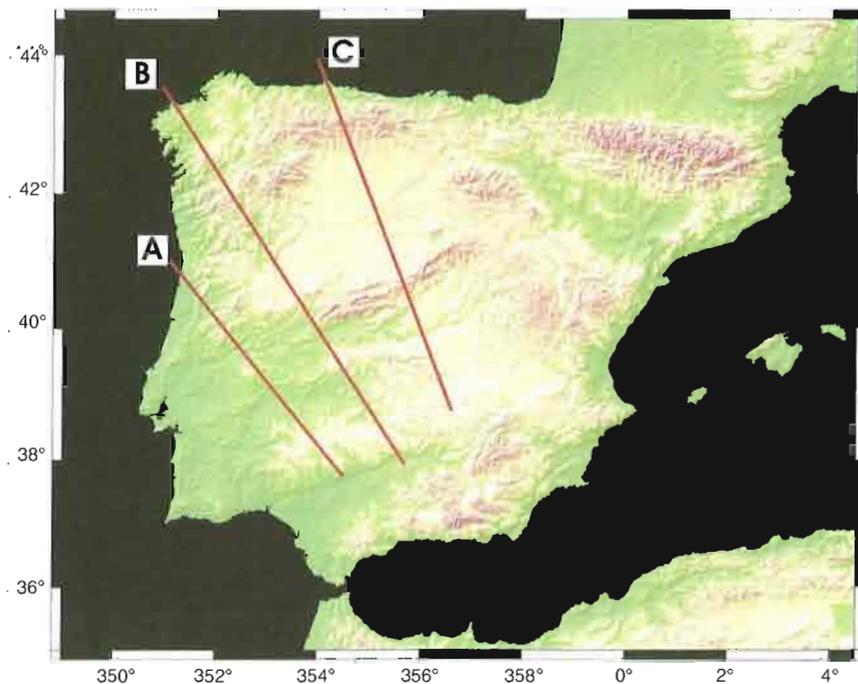
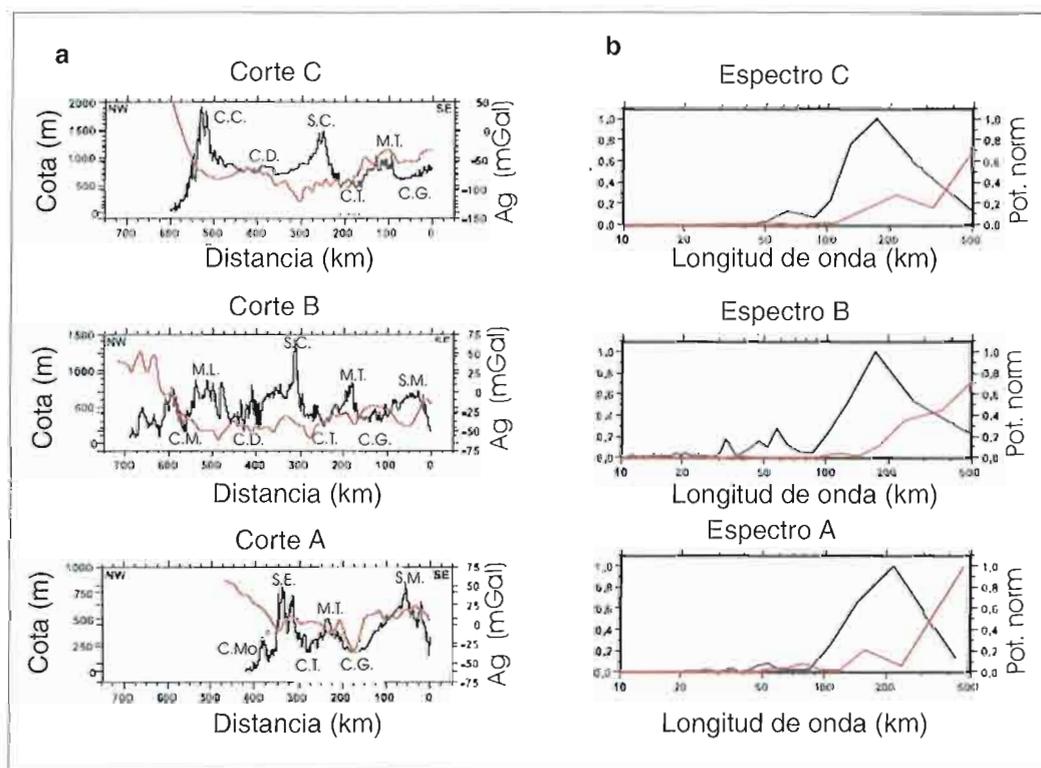


Figura 6.27. a) cortes topográficos (línea negra) y anomalías de Bouguer (rojo). b) análisis espectral normalizado de los perfiles topográficos y de las anomalías de Bouguer



controlado la presente configuración de la topografía. No obstante, es posible que el edificio principal del relieve peninsular sea, en origen, "pirenaico" y que las deformaciones más recientes las hayan rejuvenecido. La figura 6.27 muestra tres cortes topográficos y de anomalía de Bouger, a través de Iberia, en los que observamos la clara relación entre las anomalías gravimétricas y el carácter de la litosfera y la corteza.

Las variaciones en la anomalía de Bouger reflejan las distintas longitudes de onda debido a los cambios de la densidad en la litosfera. La longitud de onda de la anomalía de Bouger refleja la escala espacial de la deformación manto litosférico. De este modo, la existencia de relaciones entre la longitud de onda y la topografía indica la presencia de un plegamiento de toda la corteza y del manto litosférico.

Los resultados del análisis espectral revelan la presencia de una longitud de onda dominante de  $200 (\pm 50)$  km, observable tanto en la topografía como en la anomalía de Bouger, en los perfiles A y B. El espectro de la gravedad muestra también una longitud de onda de al menos 500 km, que probablemente refleja el alto porcentaje de elevación respecto al nivel de base de Iberia, con un brusco contraste entre la zona continental elevada y las cuencas oceánicas. No hay evidencias de tomografía sísmica de perturbaciones en la parte superior del manto bajo Iberia. Una cuestión clave relacionada con la elevación de Iberia es la existencia de una zona de baja densidad en la astenosfera profunda asociada con anomalías termales que se reflejan con una longitud de onda de 500 km.

La presencia de una longitud de onda dominante, tanto en la topografía, como en la gravimetría, ha sido observada en otras áreas continentales. Tales son los casos de Asia Central y Bretaña, que han sido explicados por esfuerzos que pliegan la litosfera. Este tipo de plegamiento intracontinental parece ser más importante en las deformaciones de gran escala de la litosfera continental de lo que se pensaba hasta ahora.

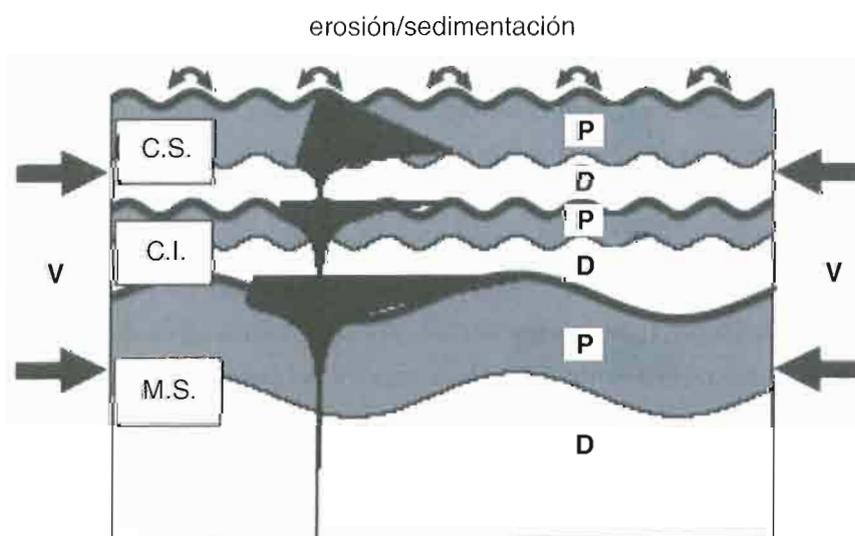


Figura 6.28. Configuración del modelo: *v* es la velocidad de acortamiento horizontal; la corteza superior, corteza inferior y el manto se definen mediante su reología y propiedades físicas. D (débil) y P (potente) indican las condiciones en el desajuste cortiza-manto litosférico según los comportamientos del cuarzo-diorita-olivino

### VI.5.1. Modelos numéricos

El híbrido (elementos finitos-diferencias finitas) del código *Pavaroz* en la versión modificada por Burov *et al.* (1998) y Burov y Poliakov (2001) usada en este estudio permite el uso de varios ambientes geodinámicos. Podemos, por ejemplo, introducir datos de litologías y reologías, detectadas a través de perfiles sísmicos y gravimétricos, datos termales y de mecánica de rocas, usando los datos de convergencia horizontal como condiciones de contorno (figura 6.31).

*Pavaroz* es un programa basado en el algoritmo propuesto por Cundall (1989) para su código FLAC. Este algoritmo y sus aplicaciones geofísicas fueron descritas en detalle en varias publicaciones (Poliakov *et al.*, 1993; Burov and Molnar, 1998; Burov and Guillou-Frottier, 1999; Cloetingh *et al.*, 1999; Burov and Poliakov, 2001). En este capítulo sólo haremos un breve resumen.

### VI.5.2. La ecuación resuelta

El programa resuelve las ecuaciones Newtonianas de movimiento en un mecanismo continuo para el par transporte de calor y erosión superficial:

$$\rho = \frac{\partial v_i}{\partial t} - \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \rho g_i = 0$$

$$\text{div}(k \nabla T) - \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + H = \nabla \cdot \nabla T,$$

$$\text{div}(k_e \nabla h) - \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

Donde  $v_i$  es el componente del vector velocidad y  $v$  es el tensor velocidad,  $\sigma_{ij}$  es el tensor de esfuerzos,  $x_j$  es la coordenada del vector,  $g_j$  es el componente del vector gravedad y  $\rho$  es la densidad.  $T$  es la temperatura,  $C_p$  el calor específico,  $k$  es la conductividad,  $H$  el calor radiogénico producido por unidad de volumen,  $k_e$  el coeficiente de erosión y  $h$  la superficie topográfica. La malla y el tiempo de paso entre cada nueva posición de los nodos son calculados a través de velocidades de campo y actualizadas según los ejes de esfuerzos. *Paravoz* tiene en cuenta distintos comportamientos reológicos, como la localización y propagación de fallas no predefinidas (bandas de cizallas), el *creep* y varios tipos de deformación según el aumento o la disminución de la rigidez del material. La versión modificada de *Paravoz* permite la incorporación de modelos de erosión/sedimentación empleados por modelos reológicos y litológicos similares a los de Burov y Cloetingh (1997) y unas condiciones iniciales de temperatura para la litosfera continental (Burov y Diament, 1995).

### VI.5.3. Propiedades reológicas y físicas

Para todos los materiales se supone un comportamiento frágil-elástico-dúctil. La corteza y la capa de sedimentos de la litosfera son de carácter cuarcítico, mientras que el manto astenoférico es olivínico. Los parámetros reológicos (módulo elástico, constante dúctil, energía de activación y exponentes) usados son los utilizados en Burov *et al.* (1998). Mediante Mohr-Coulomb se asigna un ángulo de fricción de  $30^\circ$  y una cohesión de 20 MPa, para todos los materiales, excepto los sedimentos, que tienen una menor (5 MPa). Las densidades son 2.300, 2.700, 2.800, 3.300 y  $3.250 \text{ kg/m}^3$  para los sedimentos, corteza superior, corteza inferior manto y astenosfera, respectivamente. Las conductividades térmicas son: 1.6, 2.5, 2, 3.5, y  $3.5 \text{ m}^{-1}\text{K}^{-1}$  respectivamente. El coeficiente de expansión térmica usado es  $3.1 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ . Estos valores son los promedios de los que presentan Turcotte y Schubert (1982).

### VI.5.4. Procesos superficiales

En este proyecto se utiliza una difusión lineal para los procesos de erosión y sedimentación (Avouac y Burov, 1996). El valor del coeficiente de erosión,  $k_e$ , es dependiente de la escala y varía entre 0 y  $8.000 \text{ m}^2/\text{año}$  manteniendo las cuencas rellenas.

### VI.5.5. Condiciones de contorno

Las condiciones de contorno se toman en términos de velocidad. Asumimos una superficie libre en la parte superior del modelo y un restaurador de fuerzas Winkler en la base del mismo. Un restaurador Winkler es equivalente a las fuerzas de flotabilidad isostática y lo usamos para simular las interacciones entre la litosfera y la astenosfera. Esto implica una fuerza vertical proporcional al desplazamiento vertical en la base del modelo. El coeficiente de proporcionalidad nos lo dan las condiciones isostáticas debidas al contraste de densidades en la base. En los modelos numéricos las fuerzas Winkler aparecen como una serie de muelles situados en la base del modelo.

### VI.5.6. Configuración de los experimentos numéricos

La estructura termal inicial usada es la dada para una edad termotectónica pre-determinada según Burov *et al.* (1998). Se han llevado a cabo distintos experimentos numéricos, correspondientes a los dos últimos escenarios termales de la litosfera Ibérica. El miembro "caliente" tiene una edad térmica de 120 ma, que coincide con la etapa de *rifting* Mesozoico y se corresponde con un engrosamiento de 250 km. El miembro "frío" tiene una edad térmica de 350 ma, que corresponde con la deformación Varísca y tiene un engrosamiento de 250 km. El concepto de edad térmica (o tectonotérmica) se explica en Burov y Diament (1995) y Cloetingh y

Burov (1996). En este estudio utilizamos el mismo conjunto de parámetros reológicos y térmicos que en los casos estudiados por Burov *et al.* (1998) y Cloetingh *et al.* (1999). Se emplean para comportamientos frágil-elástico-dúctil, que incluyen los materiales ricos en cuarzo de la corteza superior, las diabasas de la corteza inferior y las rocas olivínicas del manto. Las tasas de acortamiento aplicadas son las que normalmente se utilizan en los diversos estudios de la zona (4mm/año). El espesor inicial de la corteza utilizado es de 32 km, 16 km para la superior y 16 km para la inferior. Las medidas de la caja a deformar fueron 1.500 x 120 km.

El objetivo del experimento no es reproducir la topografía actual detalladamente, sino estudiar la evolución de la misma desde el Neógeno hasta la actualidad, a través de la relación existente entre la tectónica intraplaca y la erosión superficial.

### VI.5.7. Deformación intraplaca en la Península Ibérica: Modelos (figura 6.29)

#### VI.5.7.1. Episodio de edad termotectónica 350 ma, compresión simétrica, erosión (figura 6.29a y b)

El primer conjunto de experimentos simula el ambiente geotectónico del corte situado más al oeste, teniendo en cuenta la colisión África-Europa en el sur y el empuje de la Dorsal Atlántica en el noroeste. El modelo asume un acortamiento simétrico durante 20 ma, en una litosfera de 350 ma y que a la vez, está siendo erosionada (según datos de huellas de fisión, se erosionaron unos 3 km). Se observa (figura 6.29a) el desarrollo de dos longitudes de onda superpuestas, la mayor de 350-420 km. Y la menor de 180-250 km. Simultáneamente se aprecia una de menor longitud de onda 50-60 km, aparentemente relacionada con el plegamiento y fracturación de la corteza superior, con un espaciado controlado por el espesor de la capa. La de mayor longitud de onda no está muy bien desarrollada en la topografía, ya que posteriormente sufre muchas modificaciones debidas a los procesos de erosión-sedimentación, pero se aprecia claramente en las capas suprayacentes.

La topografía predicha con la longitud de onda de 180-200 km., refleja la que tenemos en la actualidad. La presencia de dos tipos de longitud de onda indica un plegamiento, en parte acoplado y en parte, desacoplado. En la mayoría de los casos es difícil discriminar entre plegamiento de la corteza superior e inferior, ya que sus longitudes de onda son similares. Además, el plegamiento de la corteza inferior no se aprecia bien en la gravimetría debido al insuficiente contraste de densidad con la corteza superior, por lo que sólo podemos discriminar entre corteza y manto. Se observa un acoplamiento parcial en algunos segmentos de placas, debido a la intensa deformación de la corteza superior, que se transmite al manto. A la vez el desacoplamiento corteza-manto da como resultado un plegamiento en antifase de la corteza y el manto litosférico, donde los máximos levantamientos corticales aparecen alternándose con las depresiones del manto, resultando una geometría similar a *boudines*, debido a la diferencia de competencia entre capas,

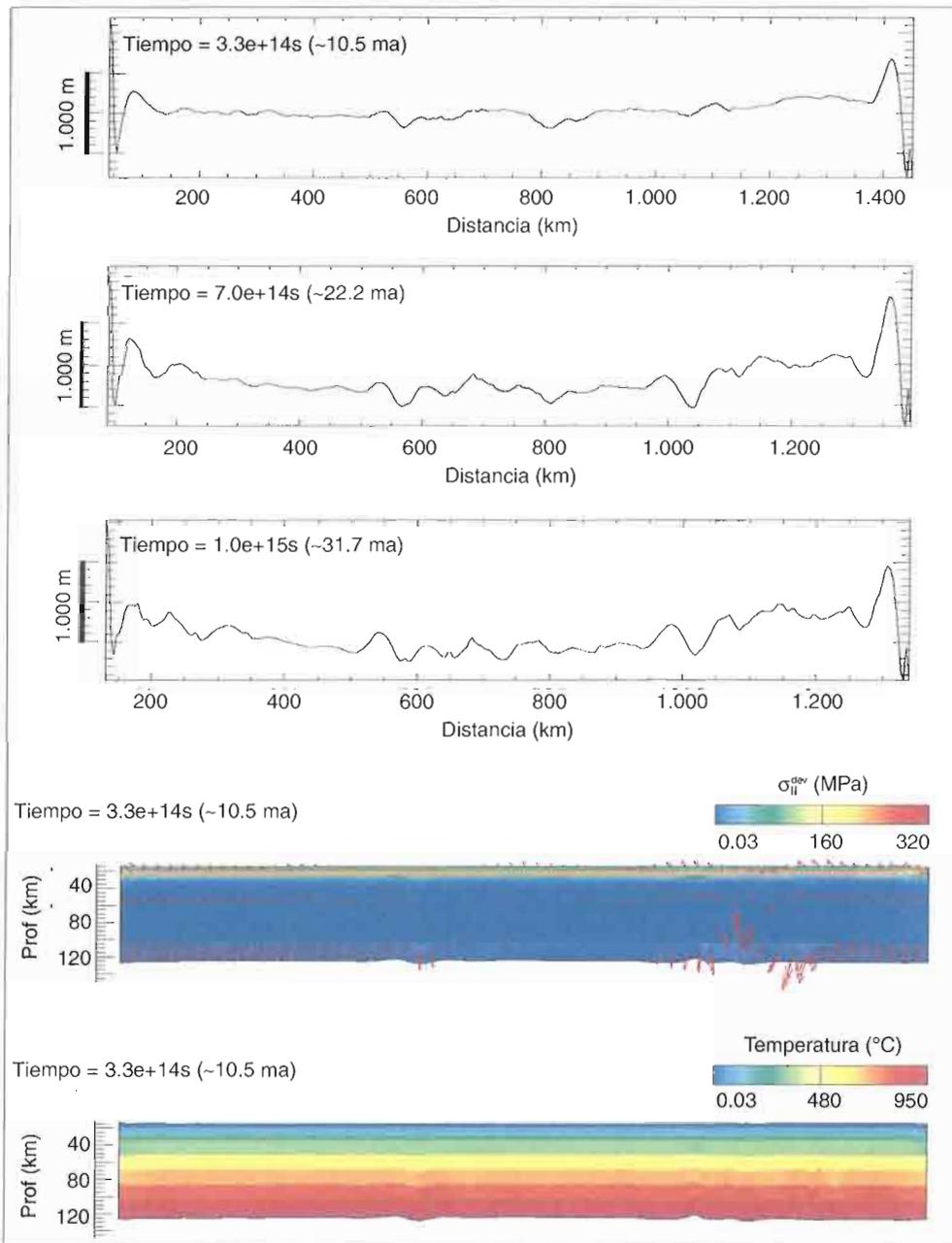
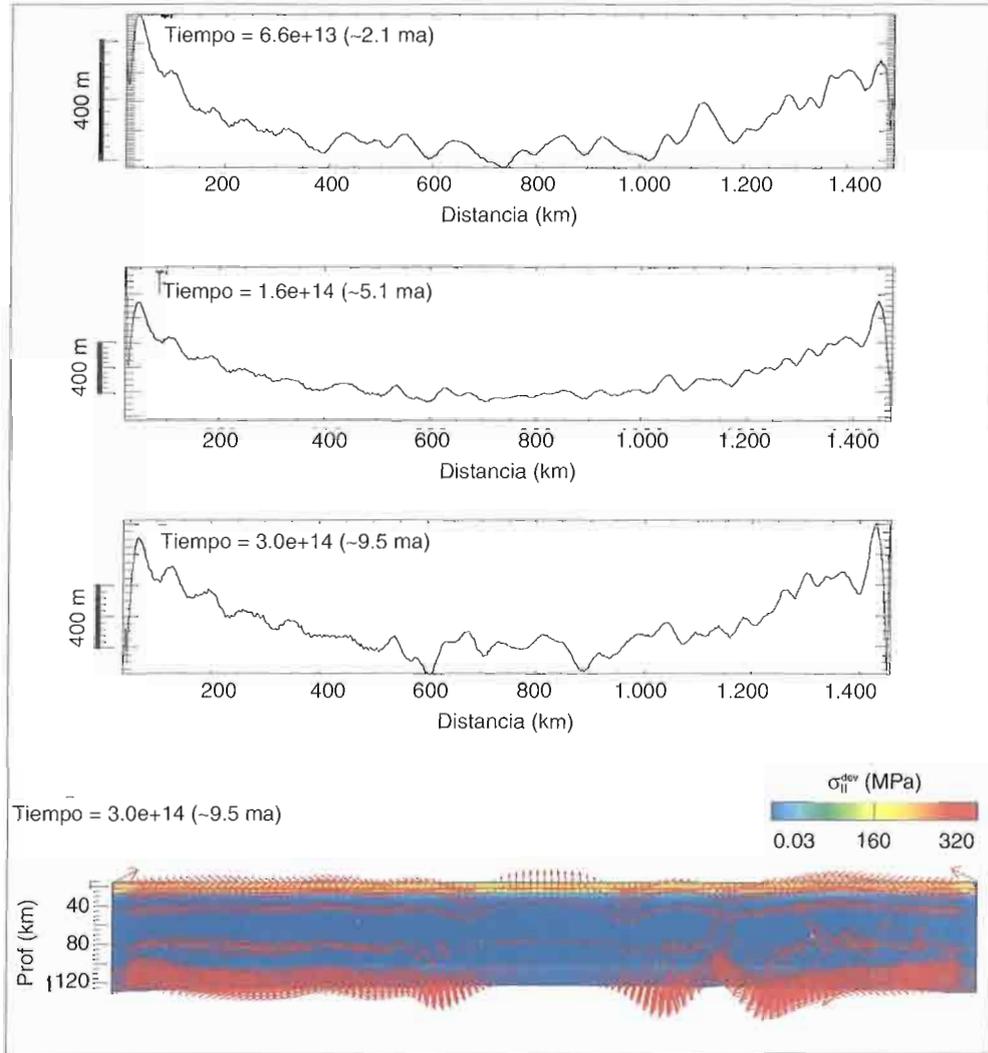


Figura 6.29a. Resultados del experimento numérico para un acortamiento simétrico de la litosfera continental con una edad termotectónica de 350 ma y una tasa de acortamiento de 4 mm/año (equivalente a 2 mm/año en cada extremo de la caja). Alta tasa de erosión (coeficiente de erosión dependiente de la escala,  $k_e = 5.000 \text{ m}^2/\text{año}$ ). Se muestra la topografía en tres estadios (figuras superiores) y velocidad (indicada con flechas rojas) (figura central) y temperatura (en la parte inferior). Obsérvese las distintas longitudes de onda de los plegamientos mantélico y cortical. Los tiempos están definidos a partir del comienzo de la deformación

llevando a errores a la hora de calcular la potencia de la litosfera. La amplitud de las depresiones en el manto corresponde a la compensación isostática asociada a la topografía. Para estudiar la longitud de onda menor (figura 6.29b) se han llevado a cabo experimentos con el doble de resolución, lo que permite analizar la fracturación con un espaciado entre 50 y 200 km, y zonas de alta tasa de deformación en los límites corteza/manto y manto/astenofera, y observar el desacoplamiento de las capas litosféricas más competentes de la matriz dúctil. Los patrones de plegamiento inducido muestran asimetrías debido a que el plegamiento es un proceso inestable.

Figura 6.29b. Resultados del experimento numérico de alta resolución con las condiciones del anterior. En este modelo se observa mejor el desacoplamiento corteza-manto y la fracturación. Se aprecia el "boudinage" como resultado del plegamiento de capas competentes. Se desarrollan zonas de cizalla y zonas de alta deformación en los límites corteza-manto y manto-astenosfera, lo que indica un desacoplamiento en los límites meridional y septentrional de la Península. Las diferentes topografías obtenidas en ambos modelos son debidas a la imposibilidad de tomar las instantáneas en el mismo instante ya que los incrementos de tiempo son distintos en cada uno de éstos



VI.5.7.2. Episodio de edad termotectónica 350 ma, compresión simétrica, sin erosión (figura 6.29c)

Como se ha puesto de manifiesto en trabajos anteriores (Avouac y Burov, 1996), la erosión sindeformacional acelera la localización y estabiliza la deformación. Sin embargo, si la erosión es muy rápida, se borra la nueva topografía y con ella la longitud de onda del plegamiento. Por este motivo, se llevaron a cabo experimentos sin erosión. Comparando los resultados, apreciamos que la erosión borra la longitud de onda corta y deja intacta la larga. También se aprecia un aumento en la tasa de levantamiento respecto a la erosión. La amplitud de la topografía es similar en ambos casos, la diferencia estriba en que en el modelo con erosión, ésta se suma a la tasa de levantamiento, por lo que éste debe ser mayor.

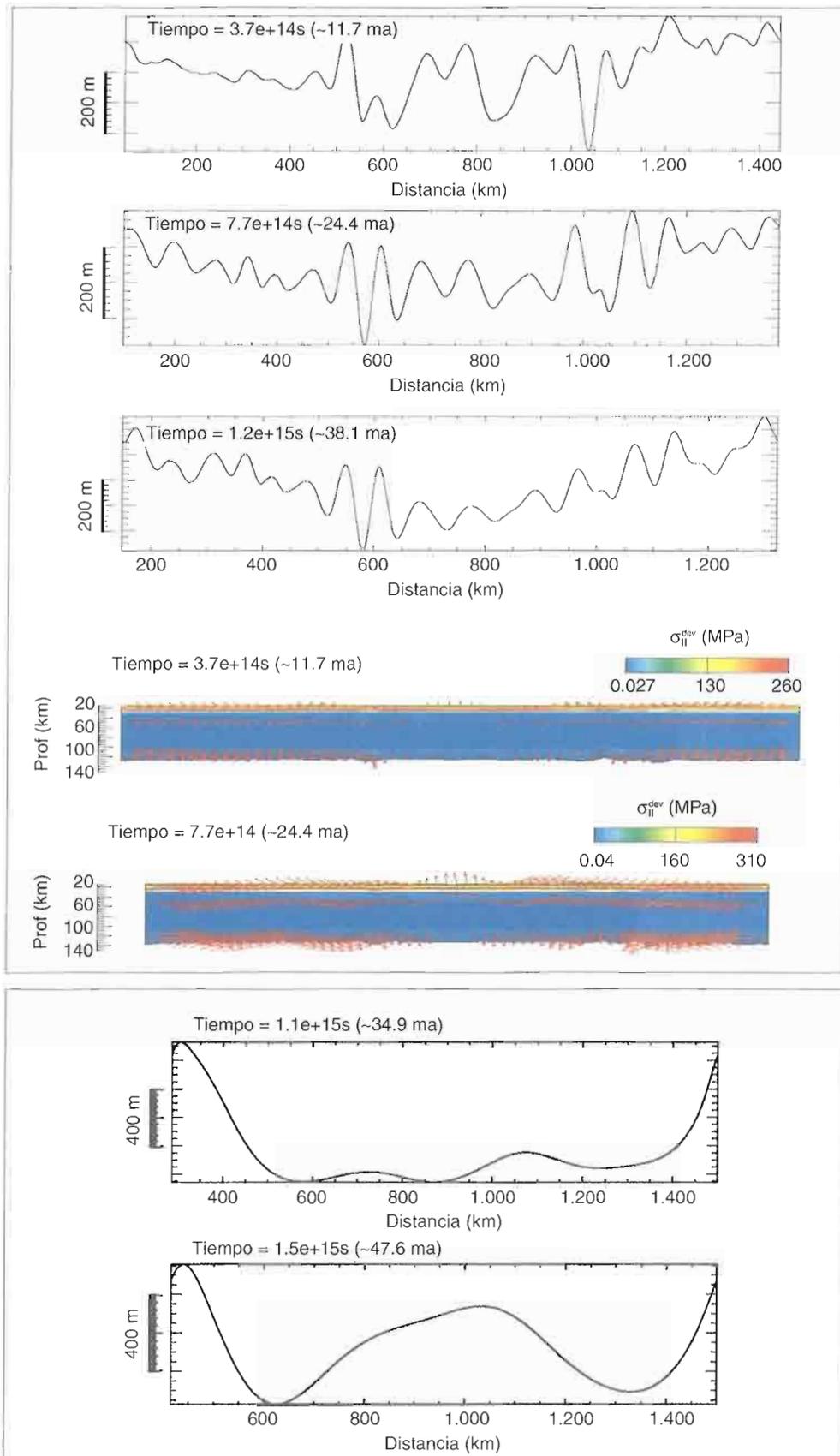
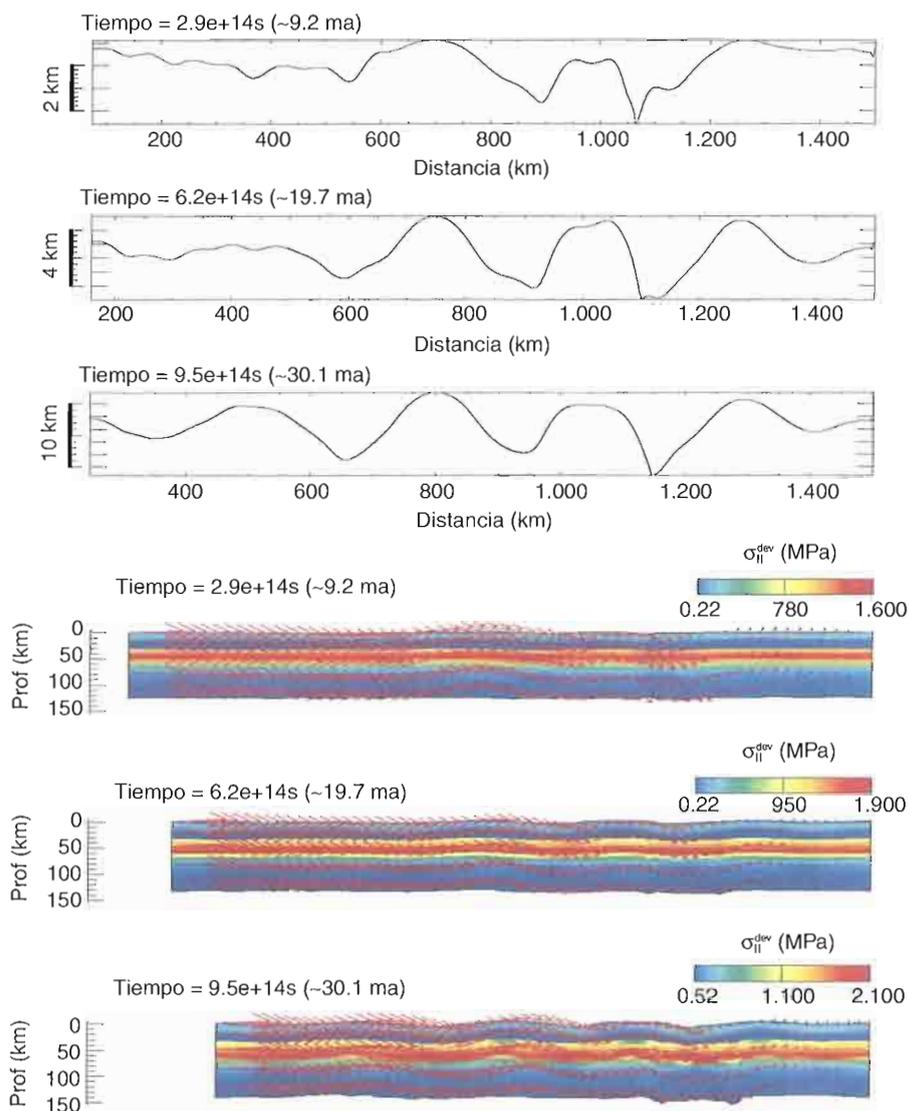


Figura 6.29c. Resultados del experimento con las mismas condiciones que los anteriores pero con tasa de erosión cero. Obsérvese el desarrollo de la longitud de onda corta, realizándose las cuencas y elevaciones de esta longitud de onda.

Figura 6.29d. Resultados del experimento numérico en un acortamiento asimétrico desde el norte en una litosfera de 350 ma ( $v = 4$  mm/año). Alta tasa de erosión,  $k_e = 5.000$  m<sup>2</sup>/año. Si el acortamiento es mayor en un lado del modelo y el coeficiente de erosión es similar, la tasa de erosión aumenta, tendiendo a desaparecer la topografía de corta longitud de onda. Aquí se muestra en dos estadios

Figura 6.29e. Mismas condiciones que el anterior, en este caso sin erosión

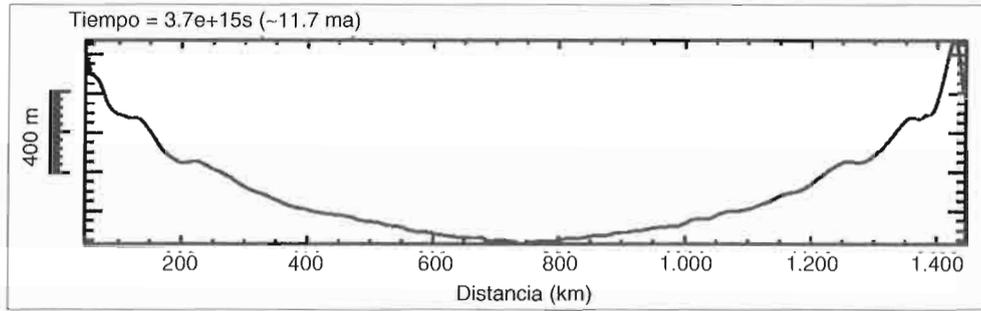


VI.5.7.3. Episodio de edad termotectónica 350 ma, compresión asimétrica, erosión (figura 6.29d)

El segundo conjunto de experimentos se llevó a cabo en un campo de esfuerzos relacionado con el empuje de la dorsal y el cierre del golfo de Vizcaya, que comenzó hace 50 ma, en el norte de la Placa Ibérica, quedando el límite sur fijo. Los patrones de plegamiento varían lateralmente, siendo la longitud de onda ligeramente menor en el sur y mayor en el norte.

VI.5.7.4. Episodio de edad termotectónica 350 ma, compresión asimétrica, sin erosión (figura 6.29e)

En este caso la longitud de onda menor se aprecia mejor y la geometría refleja la topografía ibérica.



**VI.5.7.5. Episodio de edad termotectónica 120 ma compresión simétrica, erosión (figura 6.30)**

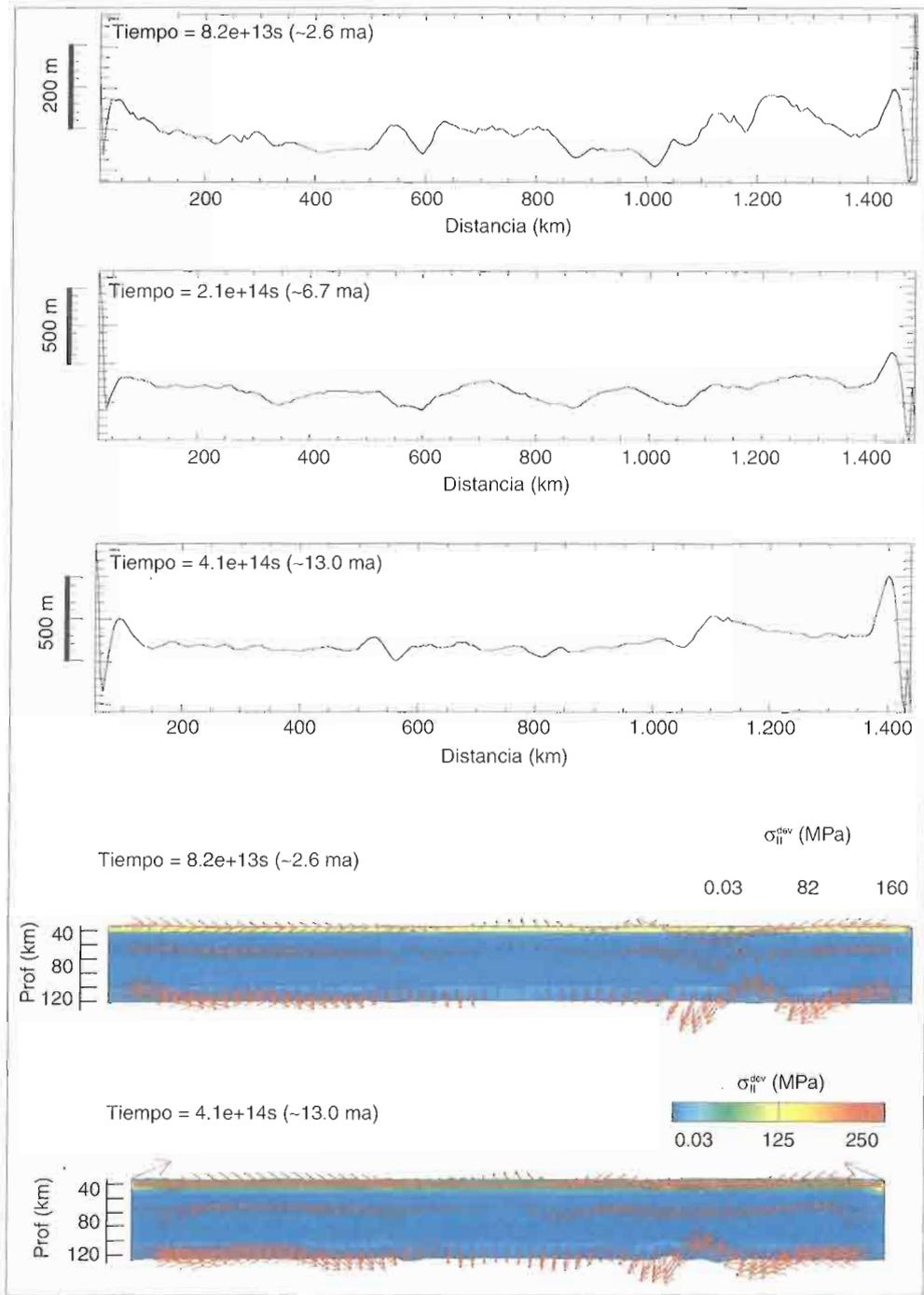
El tercer conjunto de experimentos considera la segunda edad termotectónica propuesta. En este periodo, el margen este de Iberia sufrió una extensión y un recalentamiento. Estudios estratigráficos realizados en la Cuenca del Duero indican que apenas fue afectada por este proceso, lo que sugiere que la parte oeste de la Península no se recalentó. Los modelos muestran que el desarrollo de pliegues afecta sólo a la parte superior de la corteza que se mantuvo fría y que la deformación se concentró en los límites de la placa. Esta situación no parece posible en la configuración tectónica de Iberia (Faccenna *et al.*, 2001).

**VI.5.7.6. Incremento de la potencia litosférica hacia el norte (lapso de edad termotectónica desde 120 ma hasta 350 ma), simétrico, erosión (figura 6.31)**

Este modelo considera que el acortamiento producido por la colisión África-Europa fue acomodado en el bloque de Alborán, caracterizado por un elevado flujo calorífico (Fernández *et al.* 1998) y un rejuvenecimiento termal asociado a un periodo de rifting en el Jurásico superior- Cretácico inferior. Esta zona de debilidad puede tener una gran importancia en la propagación de los esfuerzos, debido a las fuerzas ejercidas al sur, desde el bloque de Alborán hacia la Placa Ibérica, más resistente. El propósito es construir un modelo que compruebe la hipótesis de la presencia de variaciones laterales térmicas en la litosfera, como sugiere el flujo calorífico en superficie, que indica el incremento del flujo calorífico al sur (Fernández *et al.*, 1998). Introducimos variaciones en los 500 km del límite sur para la edad 120 ma y en los 1.000 km para 350 ma en el límite norte. La deformación general producida sigue los patrones generales observados en los casos de litosfera homogénea, pero, en profundidad, los modelos desarrollan un plegamiento más intenso en el manto y en la corteza de la parte sur, con longitud de onda de 320-350 km en el sur y 420 km en el norte. El plegamiento mantélico en la parte meridional de la Placa Ibérica es el resultado de la focalización de la deformación en un único megapliegue similar a los que aparecen en las zonas de subducción (Faccenna *et al.*, 2001).

*Figura 6.30. Resultados del experimento numérico en un acortamiento simétrico con una litosfera de 120 ma ( $v=4$  mm/año),  $k_e=5.000$  m<sup>2</sup>/año. Resulta llamativa la ausencia de plegamiento, probablemente debido al bajo contraste de competencias dentro de la litosfera, así como la localización en los bordes*

Figura 6.31. Resultados del experimento numérico con variación lateral de la edad tectónica, 1.000 km de edad 350 ma al norte y 500 km De edad 120 ma al sur.  $k_v = 5.000$  m<sup>2</sup>/año. La longitud de onda aumenta hacia el norte, según se aleja del límite África-Europa



#### VI.5.8. Discusión: variaciones espaciales de la reología

Las estructuras topográficas y litosféricas predichas por los modelos, en el caso de la litosfera varisca Ibérica, son muy similares a las que podemos observar en la actualidad. Se debe, probablemente, a que las variables tratadas (datos reológicos, flujo calorífico) sólo permiten una evaluación de primer orden de los *input*. Debido a esto, hemos completado el estudio con experimentos en los que se varía la estruc-

tura interna de la litosfera para ambas edades termotectónicas. Sin tener en cuenta la termotectónica actual de la litosfera, parece que la edad 350 ma reproduce bastante bien el comportamiento de la litosfera Ibérica. Esta conclusión se apoya en estimaciones previas de 30 km para el Espesor Elástico Efectivo (EET) obtenida para la Cuenca del Ebro en el noreste español (Gaspar-Escribano *et al.*, 2001), que también coincide con las predicciones dadas por Burov y Diament (1995) para la litosfera de 350 ma. Para la zona central española, Van Wees *et al.* (1996) proporciona un límite inferior aproximado de la corteza superior EET de sólo 7 km. Este valor es algo menor del valor estimado para la corteza superior (12-15 km), predicho a partir de la reología adoptada en este capítulo. Localmente, los despegues corticales acompañados de deformación frágil en la corteza superior y el engrosamiento dúctil de la corteza inferior, pudieron haber jugado un papel importante en el levantamiento del Sistema Central Español (de Bruijne y Andriessen, 2002).

En el trabajo de Andeweg *et al.* (1999), se observa cómo la sismicidad actual y las deformaciones Cuaternarias indican una amplificación del *bulge* del Antepaís de la Cuenca de Madrid debido a la compresión intraplaca activa. Conclusiones similares se deducen en los trabajos de García-Castellanos *et al.* (2002) para las cuencas del Antepaís Bético. Estos autores señalan que un aumento de la carga en el Antepaís flexionado, debida a las tensiones intraplaca, explicaría la evolución de los esfuerzos del basamento y el levantamiento de Sierra Morena. Los valores obtenidos de EET para esta zona son bajos y se interpretan como un desacoplamiento flexural de la corteza y el manto y/o mediante esfuerzos inducidos por la compresión horizontal. El desacoplamiento flexural se deduce también mediante la compensación de la estructura del Sistema Central (de Vicente *et al.*, 1996).

Las consideraciones anteriores sugieren que la longitud de onda de la deformación se incrementa hacia el norte, lo que puede explicarse por la proximidad al límite activo o por una astenosfera muy caliente al sur.

Los modelos utilizados implican una homogeneidad lateral en la estructura de la corteza aunque, como se ha explicado en trabajos anteriores (Cloetingh *et al.*, 1999), las fallas preexistentes no tienen efectos en la longitud de onda deducida, a no ser que éstas atraviesen la totalidad de la corteza y del manto litosférico.

#### VI.5.9. Relación entre transporte en superficie y movimientos verticales

Como se señala antes, el modelo de evolución térmica obtenido de los datos de huellas de fisión indicaría un levantamiento Mioceno-Plioceno acompañado de erosión, y no un levantamiento Mioceno seguido de una fase de erosión Pliocena (de Bruijne y Andriessen, 2002). Este detalle es importante, ya que ya que la erosión obliga a que los pliegues litosféricos redistribuyan los sedimentos en las depresiones, acentuando así la flexura de la litosfera. Hay que señalar que nues-

tros modelos son en 2-D, y que no se tiene en cuenta la removilización de sedimentos. Un rasgo particular que se deduce, es el progresivo desarrollo de los sistemas de drenaje hacia las Béticas, por lo que la cuenca del Guadalquivir se habría desarrollado completamente, mientras que la del Duero acabaría de cortar el relieve para abrirse camino hacia el atlántico. Experimentos numéricos del desarrollo de redes de drenaje (García-Castellanos, 2002) muestran cómo los procesos de transporte en superficie realzan la tectónica a través de la topografía.

En los modelos en 2-D (corte), la erosión se presenta como un fenómeno difusivo. Esta técnica permite reproducir, tanto los efectos del transporte en superficie, como el transporte desde las zonas elevadas a las depresiones y la eventual peniplanación. Sin embargo, los procesos difusivos no son válidos como aproximaciones a gran escala. En el templado clima Ibérico de la mayor parte del Terciario, los ríos transportaban la mayoría de los sedimentos. Los cursos fluviales tienen una asimetría 3-D y una red de drenaje organizada para recoger el agua y los sedimentos en un área extensa. Estas propiedades implican que la erosión se distribuye sobre una gran superficie, mientras que el depósito sedimentario se lleva a cabo en zonas localizadas en las riberas a lo largo de los ríos, o en la desembocadura, o en lagos.

La paleogeografía pre-alpina del Macizo Ibérico se corresponde con una topografía relativamente plana escasamente elevada, resultado de la erosión durante el largo periodo de tiempo que va desde la orogenia Varisca hasta las contracciones cenozoicas (Alpina *s.s.*). Los movimientos verticales modifican los perfiles de los ríos y la distribución de las cuencas de drenaje. A pesar del carácter no lineal de las redes de drenaje, los movimientos verticales son capaces de organizar éstas en zonas relativamente planas donde no están bien desarrolladas (García-Castellanos, 2002).

En el estudio de las zonas centrales y occidentales de Iberia, las cuencas están orientadas hacia el oeste, lo que implica que se erosiona toda la región, restringiéndose el depósito a la parte más occidental de la Península. Sin embargo los modelos difusivos sólo erosionan en las partes altas y depositan en las bajas, por lo que deben tomarse como una primera aproximación.

#### VI.5.10. Plegamiento litosférico y patrones de drenaje

Para estudiar la relación entre el transporte en superficie y el plegamiento litosférico, simulamos una red fluvial en la que el agua de escorrentía fluye por la máxima pendiente y donde la capacidad de carga de sedimentos es proporcional a la pendiente topográfica y a la descarga de agua (precipitación). Para esta aproximación usamos las relaciones de Beaumont *et al.*, (1992). Añadimos la sedimentación en zonas bajas, como lagos o el océano, lo que permite modelar un sistema cerrado donde todo el material erosionado es a la vez depositado (García-Castellanos, 2002).

El plegamiento se calcula como la respuesta de una fina capa viscoelástica y homogénea a la carga horizontal y a la redistribución de masa en superficie (carga vertical). La ecuación que gobierna el proceso es la obtenida al aplicar el principio de elasticidad y viscoelasticidad a la ecuación elástica equivalente (Van Wees y Cloetingh, 1994). Es importante señalar que la aproximación del comportamiento reológico de la litosfera es menos sofisticada que la utilizada en los modelos anteriores en 2-D. Sin embargo, dichos modelos tienen la capacidad de incorporar las variaciones reológicas con la profundidad. No obstante, son peores para el estudio del transporte y no permiten analizar la deformación litosférica en 3-D. Ambos modelos deben usarse de forma complementaria, permitiendo así el estudio de las principales características, tanto en planta como en corte, de la deformación intraplaca y la evolución de la topografía.

Se ha calculado la respuesta en 3-D al acortamiento tectónico adoptando un valor de EET de 30 km, correspondiente al acoplamiento corteza-manto litosférico, con una edad termotectónica de 350 ma, de acuerdo con los resultados del análisis en la Cuenca del Ebro (Gaspar-Escribano *et al.* 2001). También se ha considerado un tiempo de relajación viscosa de 1.2 ma, calculada para el análisis flexural reciente de la Cuenca del Guadalquivir (García-Castellanos, 2002). La configuración inicial del modelo sintético es un cuadrado plano elevado 400 m sobre el nivel del mar. El océano que lo rodea tiene una profundidad de 200 m. Asumimos una corriente de agua de (200+300) altitud mm/año y adoptamos valores estándar para los parámetros de transporte (Koi y Beaumont, 1994,1996), con una constante de capacidad de carga  $K_f=0.01$ ; una longitud de escala de erosión fluvial  $L_{fe}=120$  km; y una longitud de escala de sedimentación fluvial  $L_{fs}=25$  km.

La figura 6.32 muestra las redes de drenaje obtenidas para un periodo de 12 ma, con una compresión N-S. Para unas perturbaciones aleatorias iniciales de la topografía, menores de 20 m, la red resultante está claramente controlada por la longitud de onda de 350 km. Si reducimos el EET a 18 km, próximo a los valores calculados para la Cuenca del Guadalquivir, la longitud de onda se reduce a 220 km. En los estadios iniciales de la compresión, la peneplanización se reduce a las proximidades de la línea de costa, sin modificar el interior del continente. Los movimientos verticales asociados a esta transferencia de masa, cerca de la línea de costa, son el factor desencadenante del plegamiento. Como consecuencia, el máximo levantamiento tiene lugar en las costas N y S, perpendiculares a la compresión.

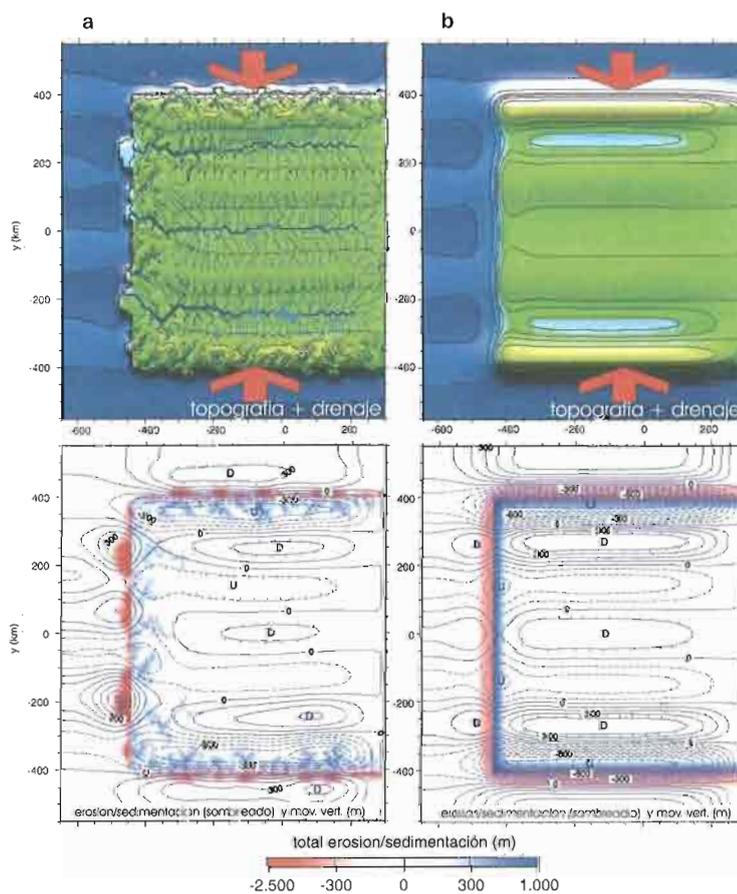
La estructuración de las redes de drenaje tiene también efectos importantes en los movimientos verticales. Si adoptamos un transporte difusivo con un valor de  $k_e=33.0$  m<sup>2</sup>/año, la cantidad de sedimentos movilizados es similar. Observamos entonces que la jerarquización de la red juega un papel decisivo en la redistribución de los sedimentos, localizándose los mayores depósitos cerca de los grandes ríos y, de acuerdo con los movimientos verticales, adoptan una posición

E-O. También se intensifica el plegamiento lejos de la costa oeste. Una aproximación difusiva no introduce grandes asimetrías en el eje x, excepto por la sobreimpresión del patrón de plegamiento a lo largo de la costa Atlántica. El transporte fluvial es menos importante para la amplificación de los movimientos verticales, ya que tanto la erosión como la sedimentación, se dan en áreas distantes y amplias.

Como en los modelos 2-D, la longitud de onda del plegamiento está relacionada con el mecanismo de engrosamiento de la placa. Un hecho a tener en cuenta es que se han usado valores independientes de las cuencas del Ebro y del Guadalquivir, para predecir el plegamiento en toda Iberia, lo que demuestra la coherencia entre los distintos modelos flexurales y el modelo de plegamiento intraplaca descrito en este apartado.

En resumen, el transporte a lo largo de las redes de drenaje contribuye a realzar y localizar movimientos verticales e introduce asimetrías laterales en patrones espaciales de erosión y acumulación de sedimentos, como se observa en la actualidad. El estudio de las superficies de paleopenenplanización ha sido a menudo utilizado para detectar la presencia de movimientos verticales a escala cortical o litosférica.

*Figura 6.32. Resultados de los experimentos sintéticos, en planta, mostrando las relaciones entre la erosión y el plegamiento. El grosor de los ríos es proporcional a la escorrenfía. Los contornos indican movimientos verticales (m.) provocados en 12 ma de compresión N-S. a) Modelo sintético incorporando la superposición de plegaminetos y el transporte a través de la red fluvial instaurada. b) Modelo sintético incorporando la superposición de plegamiento y el transporte adoptando un modelo difusivo para la distribución de masa. Las variaciones topográficas están calculadas perpendiculares al acortamiento, lo que corresponde con las observaciones a la actual relación entre topografía y el campo de esfuerzos. Si colocásemos el eje de máxima compresión NE-SW, las zonas de máxima erosión y sedimentación se reestructurarían, acercándose más a la distribución de la Península Ibérica*



### VI.5.11. Conclusiones sobre la modelación de los pliegues litosféricos

- a) Los modelos de deformación de la litosfera son congruentes con la reactivación alpina de la litosfera varisca y con el desarrollo de inestabilidades compresivas. Hay que reseñar que, debido al bajo crecimiento y a la baja tasa de acortamiento, estas inestabilidades desarrollan amplitudes relativamente grandes (1 km). Este periodo varía entre 5 y 10 ma y son importante factores tales como la reología, la estructura y la geometría de la litosfera.
- Parece que el acoplamiento/desacoplamiento entre la corteza y el manto litosférico explica las diferentes longitudes de onda observadas en la Península Ibérica. Los modelos sugieren que la más pequeña (50 km) puede ser el resultado del plegamiento de la corteza superior frágil, y que la distribución de la fracturación está controlada, en cierta medida, por su potencia.
- b) Los modelos que incluyen zonas débiles en el margen meridional, sugieren un acortamiento desde el sur que no es capaz de provocar deformaciones en toda la litosfera Ibérica. Al contrario, los modelos que suponen un acortamiento simétrico, producen unos patrones de deformación más realistas, reproduciendo las variaciones laterales de la deformación.
- c) Los modelos indican que el acortamiento desde el norte (pirenaico) debe ser más importante que lo supuesto hasta ahora, no sólo para el Terciario Inferior, sino también para la evolución de la Península durante el Neógeno Superior. Este hecho es congruente con la conservación de los pliegues tempranos (pirenaicos, 50 ma) en la parte norte de Iberia, relativamente fría (de edad tectonotérmica 350 ma), hasta el nuevo episodio de plegamiento (20 ma), asociado mas a la compresión Bética desde el sur.
- d) La erosión había sido un factor que no se tenía en cuenta hasta el momento a la hora de estudiar la deformación intraplaca en la Península, obviando el papel que juega en la atenuación de la amplitud de la longitud de onda corta de la superficie topográfica. La erosión también acelera los movimientos verticales en las nuevas estructuras y en las preexistentes en todos los anchos de banda. A su vez, la autoorganización de las redes de drenaje durante el plegamiento determina la redistribución asimétrica de la masa en superficie.

### VI.6. DATOS PALEOSÍSMICOS

La paleosismología es una rama de la geología que se encarga del estudio de los terremotos antes de las primeras crónicas históricas mediante técnicas geológicas. Surge en 1969 con el trabajo de Seilager, en el que estudia sedimentos lacustres deformados por terremotos, acuñando el término "sismita".

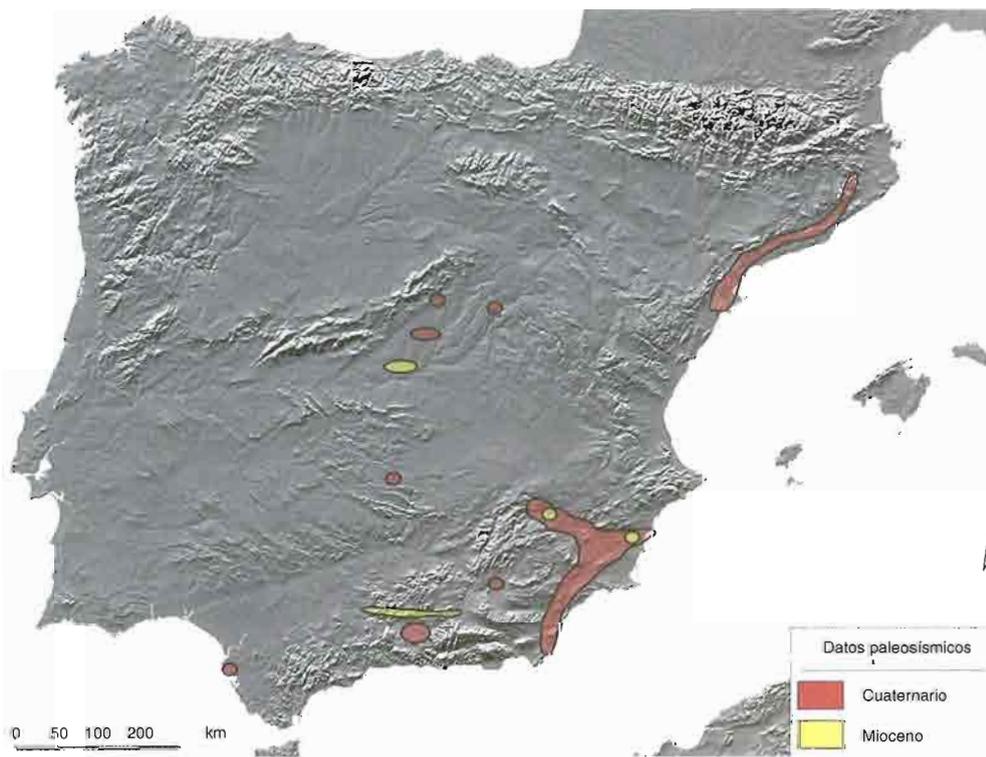
El crecimiento de esta línea de investigación ha sido importante hasta este momento en todo el mundo, sin embargo en España no aparece un trabajo relativo a esta área de conocimiento hasta que en 1980 Montenat publica un trabajo sobre sismitas en arenas messinienses de San Andrés de Salinas (Alicante). En los años ochenta prácticamente no hay trabajos destacables, tan solo pequeñas notas en el I Congreso Geológico de España (Bustillo Revuelta y Martín Escorza, 1984) y el IX Congreso Nacional de Sedimentología (Rodríguez Fernández y Vera, 1986). Es ya en los años noventa cuando empieza en ascenso de la paleosismología en España, con trabajos en la Cordillera Bética, Cuenca del Tajo y Cordillera Costero Catalana (figura 6.33). Sin embargo, debido a la escasez de trabajos de investigación, los estudios paleosismológicos realizados hasta el momento solo ofrecen información parcial de áreas en concreto y no una visión más amplia de fenómeno sísmico en la Península Ibérica.

#### VI.6.1. Diferentes tipos de investigación paleosísmica

La paleosismología aporta dos grandes grupos de datos complementarios y relacionados entre sí, que podríamos definir como:

- a) datos directos
- b) datos indirectos

*Figura 6.33. Situación de la distribución de estudios paleosísmicos de la Península Ibérica, teniendo en cuenta el intervalo temporal Mioceno – Cuaternario*



Los primeros corresponden al estudio directo de las roturas superficiales de terremotos, es decir, el estudio de fallas en calicata, del cual podemos extraer datos precisos sobre el salto de falla, longitud de rotura y datación del evento, por lo que podemos calcular parámetros sísmicos como la magnitud.

Los datos indirectos están ligados a las deformaciones producidas por el paso de las ondas sísmicas en la superficie terrestre, especialmente las referidas a sedimentos no consolidados. Este tipo de datos nos puede dar información de la existencia de terremotos en zonas en las que las fallas no afloran en la superficie o pueden completar la información referida a una rotura superficial. También son indicadores de magnitud.

Los trabajos paleosísmicos que aportarían datos más útiles a este proyecto son los registrados dentro del periodo neotectónico de la Península Ibérica (al menos desde que lleva instalado el último campo de esfuerzos). Por lo que se han clasificado en dos grandes grupos de datos (miocenos y cuaternarios), dentro de cada uno de los dominios geológicos peninsulares en los que existen referencias paleosísmicas: Cordillera Bética, Cordillera Costero-Catalana, Cuenca del Tajo-Loranca y Campo de Calatrava.

#### VI.6.2. Paleosismicidad de la Cordillera Bética

Es la zona con mayor abundancia de datos paleosísmicos dentro de la Península Ibérica, ya que la actividad sísmica en esta cordillera supone un fuerte atractivo para los investigadores en paleosismología. Los datos de edad miocena corresponden exclusivamente a sismitas, mientras que los referidos al cuaternario son tanto sismitas como fallas activas:

*Datos paleosísmicos miocenos de la Cordillera Bética.* Se encuentran distribuidos en tres zonas principales: Prebético de Albacete, Cuenca del Bajo Segura y Cuenca de Granada (figura 6.34). Todos ellos corresponden a sismitas.

*Prebético de Albacete.* Los trabajos aquí realizados corresponden a Rodríguez Pascua (2001), Rodríguez Pascua *et al.* (2000, 2001) y Rodríguez Pascua *et al.* (2003), en los que estudian las sismitas localizadas en las cuencas neógenas lacustres del Prebético de Albacete (Turolense). Estos lagos se desarrollaron debido a la aparición de fallas normales E-O que generaron cuencas sedimentarias y acumulaciones estables de agua. Dichas fallas son consecuencia de la última etapa extensiva definida por numerosos autores en la Cordillera Bética durante el Messiniense. Se estudia un completo "inventario" de estructuras paleosísmicas con magnitudes comprendidas entre 4 y 6. La datación de eventos se realiza mediante el carácter anual de la sedimentación varvada, registrando 73 paleoterremotos repartidos en 9.446 años. La periodicidad media es de 128 años para una magnitud media de 4,2.

Se realiza una correlación entre los datos paleosísmicos turolenses y la sismicidad actual mediante la Ley de Gutenberg-Richter (Rodríguez Pascua, 2001) ofre-

Figura 6.34.  
Situación de los principales estudios de paleosismicidad en la Cordillera Bética.

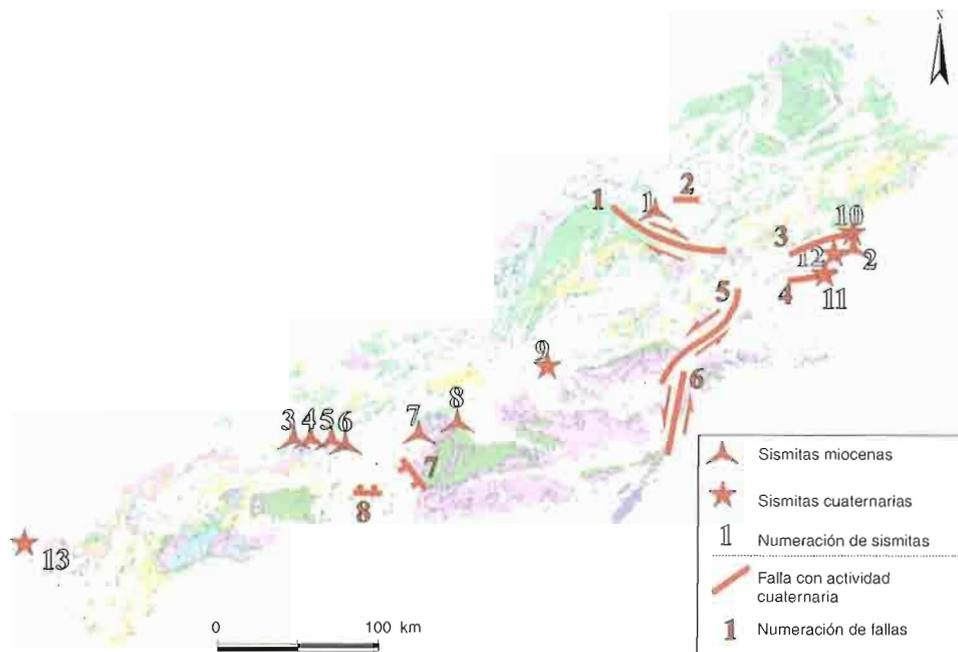
Sismitas del Mioceno:

- 1) Cuencas lacustres del Prebético de Albacete;
- 2) Cuenca del Bajo Segura (San Miguel de Salinas);
- 3) Cuevas de San Marcos;
- 4) Iznajar;
- 5) Puentes de Cesna;
- 6) Montefrío;
- 7) Buentar y
- 8) Lapeza.

Sismitas del Cuaternario:

- 9) Cuenca de Guadix – Baza;
- 10) Sierra del Colmenar;
- 11) Sierra del Moncayo;
- 12) Almoradí y
- 13) tsunamis de Cádiz. Fallas con actividad paleosísmica cuaternaria:

- 1) Socobos – Calasparra;
- 2) Tobarra;
- 3) Crevillente;
- 4) Bajo Segura;
- 5) Albama – Murcia;
- 6) Palomares;
- 7) Padul y
- 8) Ventas de Zafarralla



ciendo el mismo resultado para el parámetro “*b*”. Otro punto de correlación es la misma dimensión fractal para la paleosismicidad, sismicidad instrumental y la distribución de fallas, por lo que el fenómeno sísmico se mantiene desde el Turoliense hasta la actualidad (Rodríguez Pascua *et al.*, 2003).

**Cuenca del Bajo Segura.** Las sismitas localizadas en esta cuenta son estudiadas por Montenat (1980) y ampliadas por Alfaro *et al.* (1993) y Alfaro y Soria (1996). Los sedimentos estudiados son alternancias rítmicas de arenas y lutitas de 30 a 200 cm de potencia con estratificación cruzada planar y ripples de corriente, sedimentados en plataforma marina somera. Las estructuras son de edad Mioceno superior (Messiniense) y las interpretan como volcanes de arena, almohadillas, bolas, cuñas detríticas, diques de arena, microbrechas y microfallas. En total diferencian 11 eventos de  $M \geq 5$ .

**Cuenca de Granada.** Rodríguez Fernández y Vera (1986) localizan sismitas en arenas calcáreas de ambiente marino y edad Messiniense en la cuenca de Granada (Buentar) y en pequeñas cuencas intermontanas al este (Cuevas de San Marcos, Iznajar, Puentes de Cesna, Montefrío) y al oeste de la misma (Lapeza). Las estructuras son estratificaciones cruzadas volcadas (pliegues recumbentes), slumps, microfallas y almohadillas. No asignan magnitudes a estas sismitas, pero al existir licuefacción de sedimentos implica que la  $M \geq 5$ .

### VI.6.3. Datos paleosísmicos cuaternarios de la Cordillera Bética

En este caso podemos encontrar tanto sismitas como fallas con actividad paleosísmica cuaternaria. Comenzaremos por las sismitas de las cuencas del Bajo

Segura, Guadix – Baza y los tsunamis del Golfo de Cádiz, para continuar con las fallas identificadas como activas por criterios paleosísmicos (figura 6.34).

#### VI.6.4. Cuenca del Bajo Segura

La Cuenca del Bajo Segura se localiza en el extremo oriental de la Cordillera Bética, iniciándose su sedimentación durante el Plioceno y abarcando todo el cuaternario. Contiene numerosas discontinuidades estratigráficas que indican un fuerte control tectónico de esta cuenca. Alfaro *et al.* (1995, 1999 y 2001) identifican sismitas en tres puntos de la Cuenca del Bajo Segura: Almoradí, Sierra del Colmenar y Sierra del Moncayo.

En la zona de Almoradí Alfaro *et al.* (1995) realizaron una serie de sondeos en materiales cuaternarios en los que observaron estructuras como diques de arena, estructuras en champiñón, microfallas y convolutas. Sismitas que quedan divididas en 5 niveles asociados a otros tantos eventos sísmicos con  $M \geq 5$ .

En la Sierra del Colmenar (al noroeste de la cuenca del Bajo Segura) se encuentra la Formación Sucina, formada por arenas, conglomerados y limos de origen continental del Pleistoceno medio. Alfaro *et al.* (1999 y 2001a) observan en cuatro afloramientos diferentes estructuras de carga con gradiente inverso, por lo que les asignan un origen sísmico ( $M \geq 5$ ). La falla sismogénica a la que asocian estas estructuras es la Falla de Crevillente.

El área de la Sierra del Moncayo limita al sur la cuenca del Bajo Segura, actuando como límite de separación la Falla del Bajo Segura. En esta zona se encuentra la Formación cuaternaria de Arenas del Moncayo, correspondiente a arenas eólicas con acumulaciones de bivalvos gasterópodos. Las sismitas estudiadas son estructuras en gota de  $M \geq 5$  que asignan a la Falla del Bajo Segura.

#### VI.6.5. Cuenca de Guadix – Baza

Esta cuenca intermontana se localiza en el sector central de la Cordillera Bética y contiene sedimentos lacustres del Plioceno. El relleno de la cuenca es plio-cuaternario y se apoya al norte sobre las Zonas Externas de la cordillera y al sur sobre las internas. Las facies del peleolago donde aparecen las estructuras estudiadas por Alfaro *et al.* (1997), son sedimentos de margen lacustre con arenas, limos y arcillas con intercalaciones de algunos niveles de gravas. Las sismitas que describen son: marcas de carga, almohadillas y estructuras de escape de fluidos. Definen cuatro eventos sísmicos de magnitud moderada a alta, en cualquier caso siempre  $M \geq 5$ .

#### VI.6.6. Tsunamis del Golfo de Cádiz

Luque *et al.* (2001) localizan en el Golfo de Cádiz y en el Parque Nacional de Doñana los sedimentos generados por el tsunami del terremoto de Lisboa de primero

de noviembre de 1755. Este dato no aporta en sí mismo una información adicional al hecho de la identificación de nuevos eventos sísmicos pero si al compararlo con eventos previos, como es el tsunami, que identifican y datan en el 216-218 A de C. Este evento es de características similares al de Lisboa de 1755, por lo que le atribuyen una magnitud similar y dan la posibilidad de que haya sido la misma fuente sismogénica la responsable del terremoto. Además, indican que en esta zona eventos de este tipo podrían repetirse aproximadamente cada 2.000 años.

#### VI.6.7. Fallas de Alhama – Murcia y Palomares

Esta falla de orientación bética (NE-SO) tiene un movimiento de desgarre sinestorso con componente inversa. Tiene varios cientos de kilómetros de longitud en los que corta a materiales metamórficos de las Zonas Internas deformados en la orogenia alpina y que limita varias cuencas miocenas marinas. Ha sido estudiada en profundidad por Martínez – Díaz (1998), Martínez – Díaz y Hernández – Enrile (1999), Martínez – Díaz *et al.* (2001a y 2001b), Hernández – Enrile *et al.* (2000) y Masana *et al.* (2001). Esta falla ha tenido actividad sísmica en tiempos históricos con intensidad entre VII y VIII: 1579, 1674, 1818, 1743, 1907, 1911 y 1944. Estos trabajos estudian la actividad de esta falla mediante técnicas paleosísmicas (elaboración de trincheras y datación radiométrica, U-Th, de eventos), geomorfología y segmentación de fallas. Mediante estas técnicas deducen la presencia de tres eventos de magnitud entre 6,0 y 6,5, con una recurrencia de 40.000 años y una tasa de movimiento de 0,06 mm/año. Para el tramo Lorca – Totana (15 km, con componente de movimiento inverso-direccional) de la falla Alhama – Murcia calculan una tasa de movimiento vertical de 0,08 mm/año y un intervalo de recurrencia 4.818 años.

Silva *et al.* (1997a) llega a la misma conclusión que los trabajos que se acaban de indicar, pero con técnicas diferentes puesto que utiliza indicadores geomorfológicos para estudiar la actividad de esta falla. La magnitud máxima que asigna a esta falla es de 6,5 y también indica la actividad cuaternaria de la Falla de Palomares mediante las mismas técnicas.

#### VI.6.8. Fallas de Crevillente y Bajo Segura

Como ya se ha mencionado en el apartado de la cuenca del Bajo Segura, estas dos fallas de dirección NE-SO presentan actividad paleosísmica asociada a sismitas localizadas en las proximidades de las mismas (Alfaro *et al.*, 1999).

#### VI.6.9. Fallas de Socovos – Calasparra y Tobarra

La Falla de Socovos – Calasparra corresponde al límite de transferencia NE del Arco Estructural Cazorla – Alcaraz – Hellín, es un desgarre destrorso con una traza

que supera los 200 km de longitud. Rodríguez Pascua (2001) indica la actividad reciente (Mioceno superior – Cuaternario) de esta falla por criterios geomorfológicos: facetas triangulares.

La Falla de Tobarra tiene carácter normal, dirección E-O, afecta a calizas cuaternarias y tiene una traza superficial de 14 km, pudiéndose observar en algunos puntos un salto de 1,5 m que modifica el relieve actual (Rodríguez Pascua, 2001).

#### VI.6.10. Fallas de Ventas de Zafarralla y de Padul

La Falla de Ventas de Zafarralla limita la cuenca de Granada al sur, tiene carácter normal y una dirección E-O. Esta falla activa es estudiada por Reicherter (2001) que identifica y data tres eventos sísmicos mediante la realización de calicatas en la falla. El primer evento data de hace 15.900 a 10.100 años con un salto de 1 m, el segundo se produjo hace 2.940 años con una ruptura superficial de 1 m de salto y el tercero tiene 2.315 años de edad y 70 cm de salto. También describe sismitas (diques y cráteres de arena) asociados a estos eventos sísmicos. La magnitud máxima que indica Reicherter (2001) para una ruptura de 15 km en esta falla es superior a 6.

La Falla de Padul limita al NE la Cuenca de Padul – Nigüelas (Zona interna de la Cordillera Bética), tiene una dirección NO-SE y buza hacia el SO. Separa dolomías metamorfizadas del Triásico (Complejo Alpujarride) de materiales detríticos cuaternarios y plio-cuaternarios de la cuenca que limita y su extensión es de aproximadamente de 12 km. Alfaro *et al.* (2001) realizan un estudio paleosísmico de esta falla activa desde el Mioceno superior sin actividad instrumental e histórica destacable e identifican tres saltos de falla que datan mediante  $C^{14}$ : 42.000, 34.000 y 33.000 años. También tienen evidencias geomorfológicas y estructurales de la actividad cuaternaria de esta falla y observan estructuras de licuefacción (diques de arena y bolas) por lo que los eventos registrados han de tener una  $M \geq 5$ .

#### VI.6.11. Paleosismicidad de la Cordillera Costero – Catalana

Las fallas identificadas como activas en esta cordillera son de carácter normal y paralelas a la cadena (Fallas del Bajo Ebro, Camp y Montseny) o NO-SE (Falla de Amer). También se han podido recopilar datos de sismitas cuaternarias asociadas a la actividad de estas fallas (figura 6.35).

#### VI.6.12. Datos paleosísmicos cuaternarios de la Cordillera Costero – Catalana

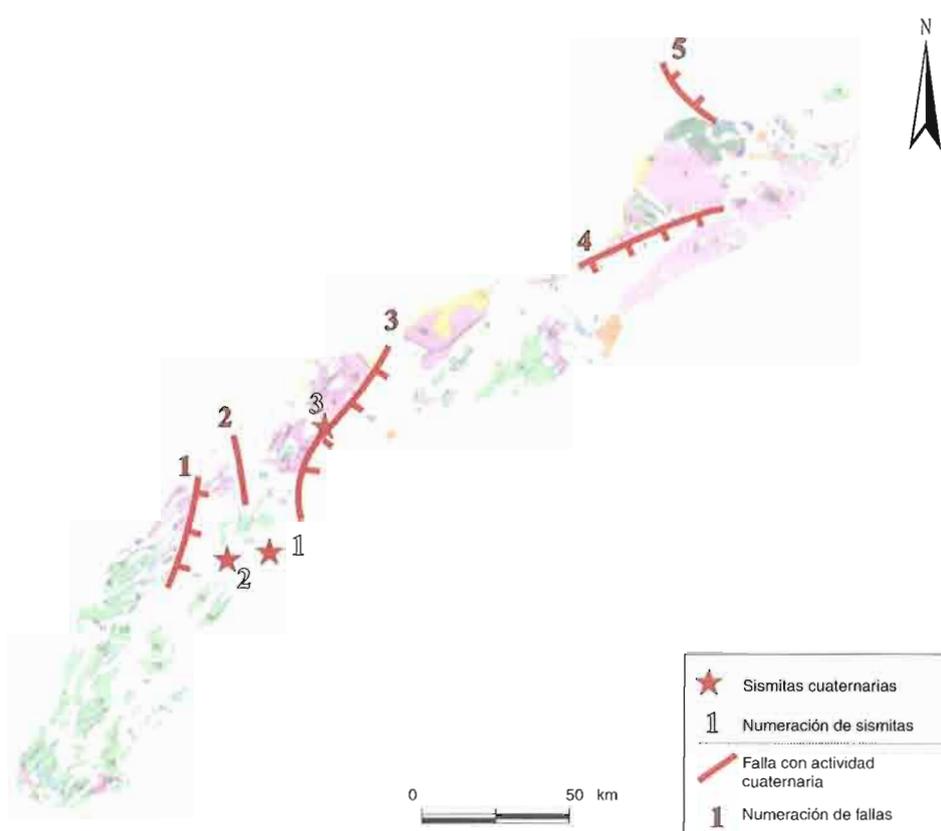
##### VI.6.12.1. Fallas del Bajo Ebro, Camp y Montseny

Estas fallas son estudiadas por Masana (1994) mediante el análisis de la red fluvial, demostrando la actividad pliocuaternaria de las mismas, deduciendo movimientos relativos de encajamiento de la red y levantamiento y hundimiento de bloques.

Masana (1996a y 1996b) estudia la actividad paleosísmica de estas tres fallas mediante facetas triangulares, encontrando más de una familia de facetas para las fallas de el Camp y Montseny y una única familia para la del Bajo Ebro. Masana *et al.* (2001) indican también la actividad reciente de la falla del Pla del Burgar, de dirección NO-SE y situada entre las Fallas del Bajo Ebro y del Camp.

Masana *et al.* (2000), Atakan *et al.* (2000) y Santanach *et al.* (2001) realizan un estudio a fondo de la Falla del Camp, en la que realizan varias trincheras y dataciones de eventos, calculando el inicio de la actividad sísmica de esta falla desde al menos 125.000 años. Utilizan diferentes métodos de datación geocronológica con el fin de contrastar la solución: correlación geomorfológica con fenómenos globales (cambios del nivel del mar y paleomagnetismo), disequilibrios de la serie de uranio, termoluminiscencia, radiocarbono y palinología. Segmentan la falla en un segmento norte de 16 km de longitud (actividad desde hace 140.000 años y con una tasa de movimiento de 0,03 – 01 mm/año) y un segmento sur de 14 km de longitud en la superficie emergida y 10 km bajo el nivel del mar (activa desde hace 125.000 años y tasa de movimiento de 0,02 – 0,08 mm/año). La investigación la centran en el segmento sur, en el que identifican 3 eventos seguros. El evento más reciente tiene entre 1.195 y 30.000 años (con muy pocas probabilidades de ser anterior a 15.000 años), un deslizamiento vertical entre 0,7 y 1 m. El siguiente tiene entorno a 35.000 años con un

Figura 6.35. Situación de los principales estudios de paleosismicidad en la Cordillera Costero – Catalana. Sismitas del Cuaternario: 1) Morro de Gos; 2) San Onofre; 3) El Camp. Fallas con actividad paleosísmica cuaternaria: 1) Bajo Ebro; 2) Pla del Burgar; 3) El Camp; 4) Montseny y 5) Amer



salto de 0,4 m. El más antiguo tiene unos 50.000 años y el deslizamiento generado por este evento está entre los 1,4 y los 2 m. Calculan el intervalo de recurrencia de esta falla y estiman que es de 30.000 años para magnitudes de 6,7 ( $\pm 0,5$ ).

Villamarin *et al.* (1999 y 2000) datan los abanicos aluviales procedentes del escarpe de la Falla del Camp, diferenciando 3 etapas de movimiento en esta falla que corresponden a los intervalos temporales correspondientes a 300.000, 125.000 y 10.000 años.

#### VI.B.12.2. Estructuras paleosísmicas de la cuenca del Bajo Ebro y la Falla del Camp

Masana (1996a y 1996b) describe sismitas en el Morro del Gos, San Onofre (Cuenca del Bajo Ebro) y en el segmento sur de la Falla del Camp. Las estructuras mejor desarrolladas corresponden a las del Morro del Gos, en el que se generan dentro de una serie sedimentaria continental pleistocena de 27 m de potencia compuesta por: gravas no cementadas con alternancias de limos (10 m), conglomerados carbonáticos bien seleccionados (15 m), arenas eólicas (0,4 a 1 m), arenas costeras (0,6 a 1 m) y una terraza marina de arenas (0,25 m). Las principales estructuras son diques de limos y arenas que pueden intruir lateralmente formando filones capa (*sils*) y distorsión en la estratificación, generando estructuras en disco y pilares. También identifican diques de gravas intruyendo en limos. Asocian estas licuefacciones a la actividad de las fallas más cercanas, pero no indican magnitudes aproximadas, sin embargo el hecho de que se produzcan licuefacciones en arenas indica una  $M \geq 5$  y en gravas de  $M \geq 7,5$ .

#### VI.B.12.3. Falla de Amer

Falla normal-direccional situada en la zona NO de la Cordillera Costero-Catalana, 30 km de longitud y de dirección NO-SE. A esta falla se le atribuye la crisis sísmica de 1427 en la que se produjeron terremotos de intensidades entre VII y VIII. Esta falla es estudiada desde un punto de vista paleosísmico por Ferrer *et al.* (1999) y por Fleta *et al.* (2000). El primer trabajo estudia la actividad de esta falla mediante facetas triangulares, a través de las cuales realiza una datación geomorfológica de las mismas dando una actividad pliocuaternaria.

Ferrer *et al.* (1999) amplían el estudio geomorfológico y realizan estudios geofísicos (resistividades y tomografía sísmica) para acotar correctamente el plano de falla y poder realizar trincheras en un futuro, pero no datan ningún evento. También realizan estudios de tasas de sedimentación en lagos cuaternarios deduciendo actividad sísmica en los últimos 4.000 años. La tasa de movimiento calculada mediante segmentación de la falla es de 0,125 – 0,05 mm/año y entre 2 a 5 veces superior si se utiliza la tasa de sedimentación en lagos. También calculan el desplazamiento medio por evento, estando comprendido entre los 0,5 a 1 m de salto de falla con un intervalo de recurrencia de 4.000 a 20.000 años.

### VI.6.13. Paleosismicidad de la cuenca del Tajo y Campo de Calatrava

Las evidencias paleosísmicas de la cuenca del Tajo y Campo de Calatrava corresponden fundamentalmente a sismitas, incorporándose también índices geomorfológicos y deslizamientos (figura 6.36).

#### VI.6.13.1. Datos paleosísmicos miocenos de la cuenca del Tajo

Los datos aportados por Bustillo Revenga y Martín Escorza (1984) hacen referencia a la aparición de sismitas en materiales lacustres someros del Mioceno en las localidades toledanas de Villaluenga y Añover de Tajo. Observan fracturas, microfallas y plegamientos sinsedimentarios en los materiales detríticos de la formación lacustre que asocian a sismos pero que no les otorgan magnitud alguna. Al observarse fenómenos de licuefacción en arenas se puede indicar que el sismo responsable de estas estructuras tubo una  $M \geq 5$ .

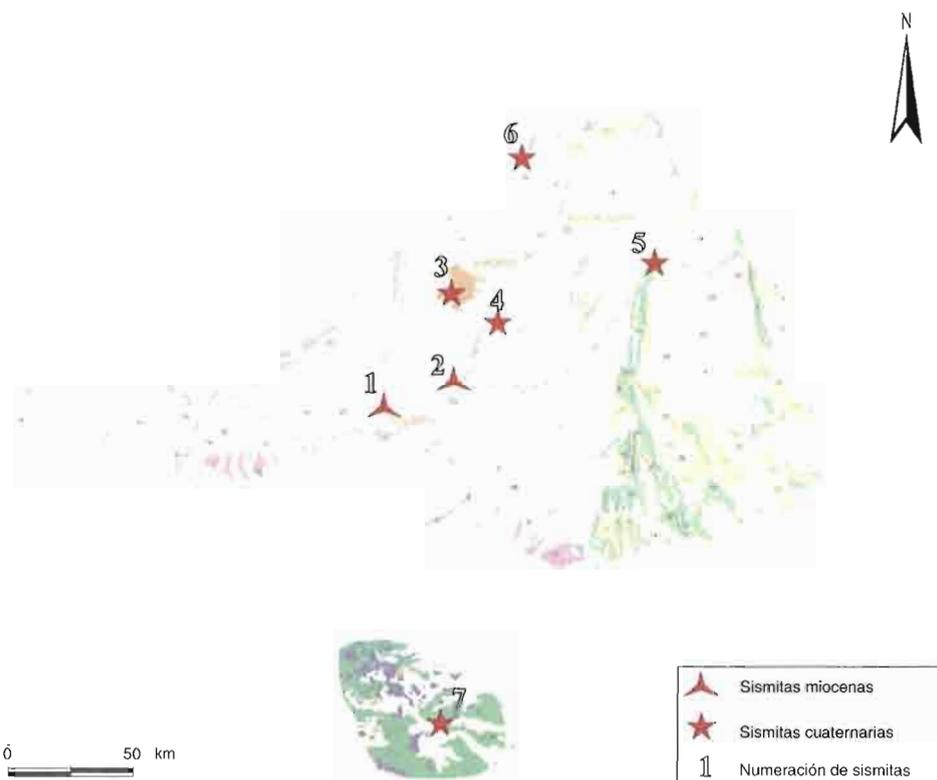
#### VI.6.13.2. Datos paleosísmicos cuaternarios de la cuenca del Tajo y Campo de Calatrava

En esta cuenca podemos encontrar eventos paleosísmicos en los valles de los ríos Tajo, Jarama y Manzanares.

Los afloramientos del valle del Tajo se encuentran entre las localidades alcarreñas de Sacedón y Trillo y corresponden a licuefacciones en arenas (diques) y microfractu-

Figura 6.36.  
Situación de los principales estudios de paleosismicidad en la Cordillera Bética.

- Sismitas del Mioceno: 1) Villaluenga y 2) Añover. Sismitas del Cuaternario: 3) Vallecas; 4) Arganda; 5) Trillo y 6) Jarama – Lozolla – Guadalix



ración (Giner, 1996; Giner *et al.*, 1996, De Vicente *et al.*, 1996). La edad que asignan a estos materiales (terrazas fluviales) es Pleistoceno inferior-medio y la  $M \geq 5$ .

Las terrazas del Jarama son las que presentan mayor número de afloramientos paleosísmicos de la Cuenca del Tajo. Silva *et al.* (1988 y 1989) determinan mediante el estudio de índices geomorfológicos un periodo de mayor actividad neotectónica en el valle del Jarama para el Pleistoceno inferior-medio. Torres *et al.* (1995) determinan dos periodos de actividad neotectónica en el Pleistoceno inferior y otro a finales del Pleistoceno medio, mediante la evolución del sistema fluvial Jarama – Lozolla – Guadalix, con evidencias paleosismológicas (deslizamientos) para el primer periodo. Giner (1996) y Giner *et al.* (1996) localizan en las terrazas del Jarama Arganda I (mitad del Pleistoceno medio) volcanes de arena relacionados con fallas normales ( $M \geq 5$ ). Estos últimos autores y De Vicente *et al.* (1996) deducen de datos paleosísmicos que la principal actividad sísmica y neotectónica de la Cuenca del Tajo se produce durante el Pleistoceno inferior-medio.

Silva *et al.* (1997b) describen estructuras de licuefacción con desarrollo tridimensional en las terrazas del Pleistoceno medio del río Manzanares (Vallecas, Madrid), a las que asigna una  $M \geq 5$ .

#### VI.6.14. Conclusiones

Los datos paleosísmicos existentes en la Península Ibérica se concentran fundamentalmente y, por este orden, en la Cordillera Bética, Cadena Costero-Catalana y Cuenca del Tajo.

Las principales fallas activas en la Cadena Bética tienen una orientación NE-SO y son desgarres con componente inversa, con desgarres perpendiculares y componente normal y fallas normales E-O. Las sismitas corresponden a estructuras de licuefacción que marcan  $M \geq 5$ , repartidas a lo largo de la cadena.

La Cordillera Costero-Catalana presenta fallas activas paralelas a la estructura general de la cadena, fundamentalmente de carácter normal y fallas normal-direccionales NO-SE. También hay estructuras de licuefacción, pero concentradas en la zona sur con  $M \geq 5$ .

En la Cuenca del Tajo y Campo de Calatrava se han identificado paleosismos mediante sismitas, que indican una actividad sísmica de moderada a alta ( $M \geq 5$ ) en una zona que históricamente se había considerado estable, por lo que estos datos indican la actividad sísmica de fallas como la del borde sur del Sistema Central.

Estos datos suponen el inicio del estudio de la paleosismología en España, son datos muy valiosos para identificar terremotos antes de las primeras crónicas históricas, y, sin embargo, resultan claramente insuficientes en estos momentos. Por lo que se debería ampliar la investigación en este campo para poder completar el registro sísmico existente hasta el momento y tener una idea más real del fenómeno sísmico en la Península Ibérica.



## **VII. Análisis de la distribución de la sismicidad**



## VII.1. LA LITOSFERA, UN SISTEMA JERÁRQUICO COMPLEJO

Aunque no hay una teoría completa sobre el proceso sismogénico, varias características de la litosfera, tales como la heterogeneidad espacial, la estructura jerárquica de bloques, los diferentes tipos de comportamientos reológicos, gravitacionales y termodinámicos, las transiciones fisicoquímicas de fase, la migración de fluidos y la corrosión por esfuerzos, son probablemente las causas más relevantes. La estabilidad cualitativa de éstas sobre diferentes zonas sísmicamente activas apunta a que la litosfera puede ser modelada como un gran sistema dinámico disipativo que no depende exclusivamente de aspectos aislados, pero que pequeñas variaciones en cada uno de ellos modifican en gran medida su comportamiento.

Las observaciones sísmicas muestran que las características del flujo sísmico son diferentes para diferentes regiones activas. Es razonable sugerir que estas diferencias surgen, entre otros factores, del contraste entre las diferentes estructuras tectónicas regionales y de los principales movimientos tectónicos que gobiernan la dinámica litosférica. Los estudios de laboratorio muestran que esta diferencia se encuentra controlada principalmente por la tasa de fracturación y la heterogeneidad del medio así como por los movimientos tectónicos predominantes.

La interpretación del fenómeno sísmico como una geometría fractal nace de las leyes de potencia reconocidas en la mayoría de las leyes empíricas definidas, y que hacen referencia a la distribución de terremotos por tamaño, cantidad de energía liberada, decaimiento del tiempo en la aparición de réplicas. También aparecen estas leyes potenciales en la relación entre parámetros de la fuente (ver epígrafe 7.2).

Es importante destacar que cuando se identificó el fenómeno sísmico como un fractal (Aki, 1981), no existía la cultura y amplia difusión de estas geometrías que hay actualmente, gran parte de ella debida al rápido desarrollo de la informática y de los lenguajes de programación.

Este capítulo es clave para entender, analizar y discutir la conceptualización del flujo sísmico. Además, responde a muchas de las cuestiones que se han hecho hasta ahora y plantea otras nuevas que acercan un poco más este fenómeno hacia los *fenómenos de criticalidad auto-organizada*.

## VII.2. RELACIONES SÍSMICAS TIPO LEY DE POTENCIA

En la literatura se encuentran una serie de relaciones empíricas o semi-empíricas de tipo ley de potencia que vinculan el comportamiento de parámetros como las magnitudes o el momento sísmico entre sí o con otros parámetros físicos o geométricos, medidos o calculados de forma independiente, del tamaño del terremoto como la energía sísmica liberada, la intensidad, la caída de esfuerzos, la duración de la ruptura, el área o longitud de la ruptura, el salto de dislocación, el área que

ha sentido el movimiento, etc. En la mayoría de los terremotos estos parámetros aparecen relacionados de forma sistemática y predecible y en el caso de las relaciones con los parámetros de las fallas involucradas éstas se encuentran en su mayoría inferidas a partir de leyes de escala y condiciones de semejanza.

Así, las relaciones y leyes de escala permiten una primera estimación de la energía sísmica o de los parámetros de la falla involucrada a partir de las magnitudes medidas o de los momentos sísmicos o estos últimos a partir de evidencias en el terreno de la fracturación sobre la que se constata la ruptura superficial y/o el desplazamiento ocurrido. Por lo tanto, el conocimiento de estas leyes, ya sean teóricamente justificadas o (semi-) empíricamente calibradas, es de crucial importancia en los análisis probabilísticos y determinísticos de peligrosidad sísmica.

Con estas relaciones es posible estudiar el potencial futuro de ocurrencia sísmica en una región basándose en los datos procedentes de eventos pasados, tan alejados como sea posible, aún y a pesar de la escasez de información instrumental de magnitudes, momento o energía sísmica. Ya que, a menudo en estos estudios, es preciso efectuar estimaciones razonables del tamaño del terremoto más grande que ha podido ocurrir o que puede ocurrir generado sobre una falla en particular.

En este contexto, hay que tener igualmente en cuenta que, en principio, las fuentes sísmicas no solo difieren en su tamaño geométrico y deslizamiento medio, sino que también las condiciones de esfuerzo tectónico a las que están sometidas por su entorno, y los tipos de fracturas que se ven afectadas difieren de una región a otra. Por lo tanto, el uso generalizado (sobre cualquier zona) de estas relaciones puede no ser apropiado del todo en ciertas áreas. En este caso, la aplicación de leyes de escala locales, o que tengan en cuenta los efectos al cambio de escala, deben emplearse de modo preferente (si se encuentran disponibles), particularmente cuando las inferencias se van a efectuar sobre la peligrosidad sísmica, que se encuentra especialmente controlada por la frecuencia de ocurrencia y por el potencial de un terremoto a generar fuertes movimientos de alta frecuencia.

### VII.2.1. La ley de Gutenberg y Richter (G-R)

Mediante análisis estadísticos sobre la distribución de la frecuencia acumulada del tamaño de los terremotos y de forma independiente, Ishimoto e Ida (1939) y Gutenberg y Richter (1944) establecieron esta ley empírica entre la magnitud de un terremoto y su frecuencia:

$$\text{Log } N(m) = a - bm \quad \text{ecuación [7.1]}$$

donde  $N(m)$  es el número de terremotos de magnitud superior a  $m$ .

Este comportamiento en forma de ley exponencial también aparece en la liberación de energía debida a la microfracturación, generada a partir de ensayos de

compresión en laboratorio (Mogi, 1962, Scholz, 1968). Atendiendo a la relación logarítmica entre la magnitud y la energía liberada por el terremoto, la ley de Gutenberg y Richter muestra cómo la liberación de energía sigue una ley potencial o hiperbólica o *power-law*.

El valor de la constante “a” de la ecuación de la ley de Gutenberg y Richter depende del número de terremotos de la muestra por lo que tiene escasa relevancia experimental. Sin embargo, el valor del parámetro b, parámetro de sismicidad, o exponente de la ley potencial es más relevante. Presenta diversos valores: 1.1 para la sismicidad mundial, oscilando dentro del intervalo 0.5-1.5 (Aki, 1981) aunque otros autores lo restringen algo más: 0.7-1.3 (King, 1983). Las explicaciones sobre el significado de la ley de Gutenberg y Richter relacionan el parámetro b con la distribución heterogénea de esfuerzos, atribuyendo esta relación empírica a la distribución de esfuerzos. También se ha sugerido que el valor del parámetro b representa un índice de complejidad estructural, directamente relacionado con la geometría de la fracturación y la dimensión fractal de la distribución epicentral (Muñoz-Martín *et al.*, 2000).

Para la sismicidad mundial obtenida de la base de datos del catálogo CMT de la universidad de *Harvard* (Dziewonski *et al.*, 1981) entre los años 1962 y el año 2000, se ha realizado el cálculo de la ley de Gutenberg y Richter mediante la representación del acumulado de la magnitud de Richter,  $m_b$ . En total se utilizaron 18.267 terremotos con magnitudes ( $m_b$ ) superiores a 4.5. El valor del parámetro b es de 1.1, dentro del intervalo de confianza y similar al obtenido por otros autores en trabajos previos (Aki, 1981). Se obtuvo aplicando el método de máxima verosimilitud (Aki, 1967), método que se analiza en detalle en la sección siguiente (ver epígrafe VII.3.1).

Resulta particularmente interesante citar que en 19 años de nuevo registro se mantenga el valor mundial del parámetro b, aunque resultaría arriesgado sacar conclusiones precipitadas a estos resultados previos.

También se ha determinado la relación de Gutenberg y Richter para la serie de terremotos de la base digital de *Harvard* que corresponden a aquellos relacionados con zonas tectónicas de colisión continental. Estas zonas comprenden a la Península Ibérica, situada entre la colisión de la placa Euroasiática con la placa Africana, la zona de colisión entre la Península Arábiga con la Plataforma Rusa, lo que provoca la sismicidad del Cáucaso y áreas adyacentes, y la zona de colisión continental entre la India con el Tíbet que da lugar a la cordillera del Himalaya. El valor del parámetro b, obtenido también mediante el método de máxima verosimilitud, es de 0.62, menor que el parámetro b de la sismicidad mundial.

Desde un punto de vista meramente probabilístico, esto significa que el balance entre terremotos medianos ( $4.5 < m < 5$ ) y terremotos grandes ( $m > 7$ ), es mayor para las zonas de colisión continental, dominando los grandes eventos en estas zonas.

Combinando la ley de Gutenberg y Richter con el momento sísmico se obtiene:

$$\log N(m) \propto -\frac{b}{c} \log M_0 \quad \text{ecuación [7.2]}$$

Atendiendo a la relación entre el momento sísmico y la longitud de rotura total en el plano de falla y en un volumen tridimensional (Kanamori y Anderson, 1975; Aki, 1981; King, 1983).

$$M_0 \propto L^3 \quad \text{ecuación [7.3]}$$

Esta relación muestra la autosimilitud de los terremotos (Aki, 1981) y es razonable para la mayoría de los terremotos registrados (Kanamori, 1975). Sustituyendo en la ecuación que liga  $N(m)$  con el momento, la ecuación que relaciona el momento con la longitud, se obtiene la ecuación de autosemejanza en tres dimensiones:

$$\log N(L)_{3D} \propto -\frac{3b}{c} \log L \quad \text{ecuación [7.4]}$$

y en dos dimensiones queda:

$$\log N(L)_{2D} \propto -\frac{2b}{c} \log L \quad \text{ecuación [7.5]}$$

Las ecuaciones anteriores muestran la distribución de tamaños de longitudes de rotura como un modelo de invarianza, lo que puede entenderse como un comportamiento hiperbólico o potencial, ya que la distribución de fallas sismogénicas también *sigue* la ley de Gutenberg y Richter.

### VII.2.2. Relaciones entre energía, magnitud y momento sísmico

Gutenberg y Richter (1956a) proporcionan una de las primeras relaciones entre la energía sísmica  $E_s$  en Julios y la magnitud  $m$  (unificada y vinculada con  $m_b$ ) en la que:

$$\log E_s = 2,4m - 1,2 \quad \text{ecuación [7.6]}$$

Teniendo en cuenta que:

$$m_b = 0,63M_s + 2,5 \quad \text{ecuación [7.7]}$$

y sustituyendo, resulta que:

$$\log E_s = 1.5M_s - 4.8 \quad \text{ecuación [7.8]}$$

Relación publicada por Gutenberg y Richter en 1956 (b). Recientemente, Choy y Boatwright (1995) encuentran que:

$$\text{Log } E_s = 1.5 M_s - 4.4 \quad \text{ecuación [7.9]}$$

Como mejor resultado obtenido a partir de un catálogo de 397 terremotos para los que han determinado  $E_s$  directamente mediante la integración del cuadrado de la velocidad proporcional al ancho de banda de los registros de las ondas P.

A partir de consideraciones teóricas Randall (1973) obtuvo una relación entre  $E_s$  y la magnitud local  $M_L$ , la cual ha sido confirmada empíricamente a posteriori por Seidl y Berckhemer (1982) y por Berckhemer y Lindenfeld (1986). A partir de del cálculo directo de la energía para los terremotos de la región italiana de Friuli estos últimos autores obtuvieron que:

$$E_s \sim 2.0 M_L$$

Expresión muy semejante a la obtenida empíricamente por Gutenberg y Richter en 1956 para el sur de California:

$$E_s \sim 1.92 M_L$$

Si bien Kanamori *et al.* (1993) presentan una relación de tipo ley de potencia para el rango de magnitudes locales comprendidas entre (1.5 - 6.0):

$$\text{Log } E_s = 1.96 M_L + 2.05 \quad \text{ecuación [7.10]}$$

ya que para magnitudes locales superiores a 6.5 esta relación se satura.

Para las magnitudes de periodo corto  $m_b$ , Sadosky *et al.* (1986) presenta la relación:

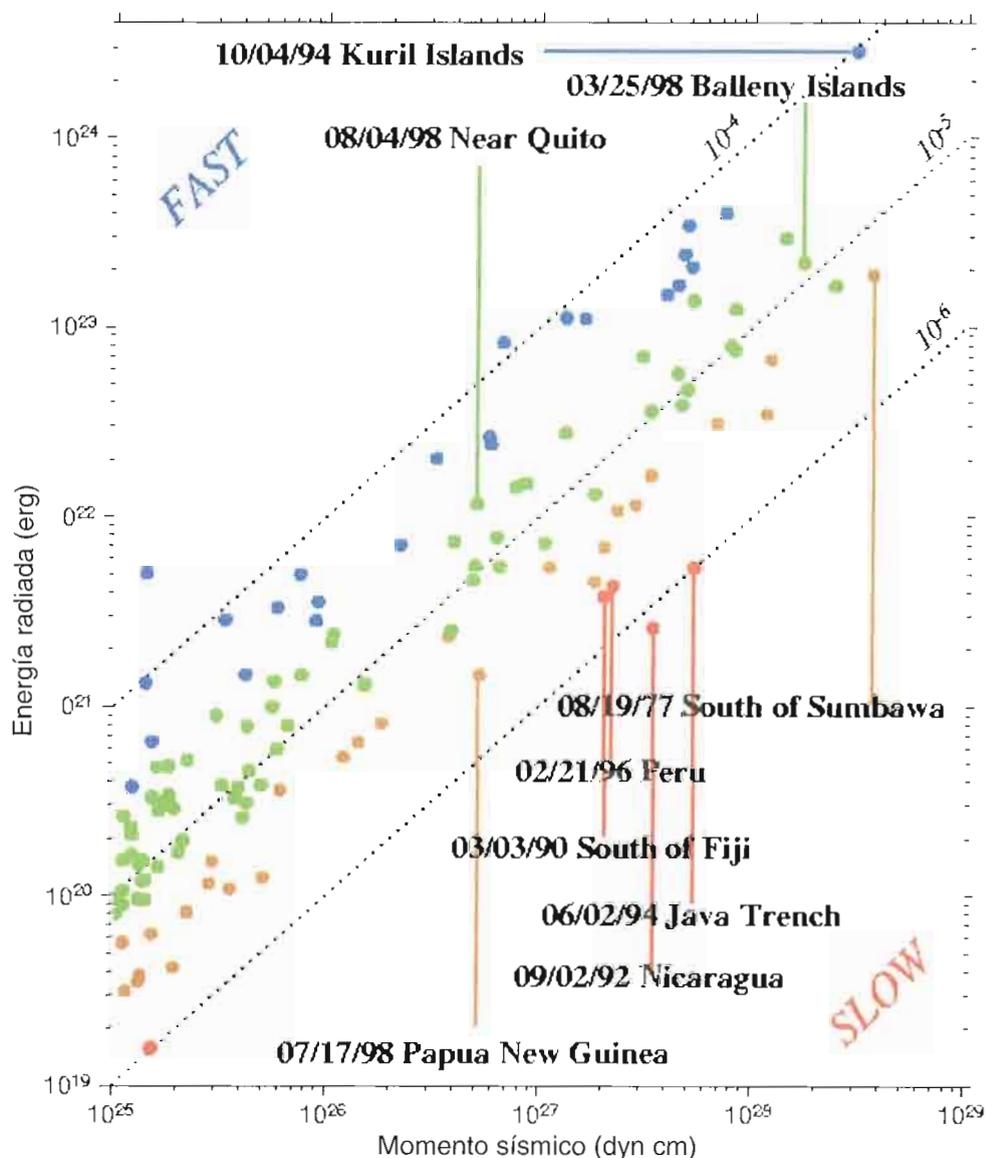
$$\text{Log } E_s = 1.7 m_b + 2.3 \quad \text{ecuación [7.11]}$$

la cual es aplicable, no solo para terremotos, sino también para explosiones subterráneas.

A la vista de estas relaciones hay que constatar que el aumento de la magnitud local  $M_s$ , de  $m_b$ , de  $M_L$ , y de  $m_b$  en una unidad, da lugar a un incremento en la energía sísmica en un factor de 32, 50, 100 y 250 veces, respectivamente.

En Kanamori (1983) se presentan una serie de relaciones lineales entre el  $\text{Log } E_s$  y  $\text{Log } M_0$ , tanto para terremotos superficiales o someros, como para semi-profundos y profundos (figura 7.1), las cuales son bastante similares y se comportan en promedio según el ratio  $E_s/M_0 = 5 \cdot 10^{-5}$ , lo que puede ser utilizado en el desarrollo de la escala de magnitud de momento (Kanamori, 1977). Aunque hayan sido constatadas desviaciones de este comportamiento medio debidas a diferencias en el mecanismo de la fuente, en la caída de esfuerzos, en la historia del proceso de ruptura, etc.

Figura 7.1. Gráfica de las relaciones entre el momento sísmico  $M_0$  y la energía sísmica para eventos (izquierda) y para eventos profundos (derecha) de acuerdo con los trabajos de Vassilon y Kanamori (1982).



Esto hace que la correlación global de este tipo de relaciones sea a veces inapropiada para establecer diferencias entre el proceso sísmico en dos áreas a escala regional para deformaciones tectónicas y/o acumulaciones de esfuerzos a largo plazo.

### VII.2.3. Relaciones entre momento y magnitud sísmica

Las primeras relaciones globales entre  $M_s$  y  $M_0$  fueron obtenidas por Ekström y Dziewonsky en 1988 (Ekström y Dziewonsky, 1988) a partir de una base de datos (de la Global Digital Seismic Network) en la que se contaba con valores precisos de  $M_0$ :

$$M_s = \log M_0 - 12.24 \quad (\text{para } M_0 < 3.2 \cdot 10^{17}) \quad \text{ecuación [7.12]}$$

$$M_s = \log M_o - 0.088 (\log M_o - 24.5)^2 - 19.24 \quad (\text{para } 3.2 \cdot 10^{17} \leq M_o \leq 2.5 \cdot 10^{19}) \quad \text{ecuación [7.13]}$$

$$M_s = 0.667 \log M_o - 10.73 \quad (\text{para } M_o \geq 2.5 \cdot 10^{19}) \quad \text{ecuación [7.14]}$$

tomando  $M_o$  en  $\text{Nm} = \text{J}$  ( $1 \text{ Nm} = 10^7 \text{ dyn cm} = 10^7 \text{ ergs}$ ). Chen y Chen (1989) igualmente ha publicado un conjunto detallado de relaciones globales de  $M_o$  con  $M_s$  y de  $m_b$  con  $M_L$ , a partir de datos recogidos de 800 terremotos cuya magnitud se encuentra entre  $0 < M < 8.6$ , basándose en el modelo de fuente sísmica de Haskell según una falla rectangular:

$$\log M_o = 1.0 M_s + 12.2 \quad (\text{para } M_s \leq 6.4) \quad \text{ecuación [7.15]}$$

$$\log M_o = 1.5 M_s + 9.0 \quad (\text{para } 6.4 < M_s \leq 7.8) \quad \text{ecuación [7.16]}$$

$$\log M_o = 3.0 M_s - 2.7 \quad (\text{para } 7.8 < M_s \leq 8.5) \quad \text{ecuación [7.17]}$$

Estas relaciones muestran una saturación para valores de  $M_s$  superiores a 8.2, así como una variación regional.

Las relaciones entre  $M_o$  y las magnitudes  $m_b$  pueden encontrarse en Chen (1989), teniendo en cuenta que sufren de saturación para valores de  $m_b = 6.5$  y de  $\log M_o > 20.7$

$$\log M_o = 1.5 m_b + 9.0 \quad (\text{para } 3.8 < m_b \leq 5.2) \quad \text{ecuación [7.18]}$$

$$\log M_o = 3.0 m_b + 1.2 \quad (\text{para } 5.2 < m_b \leq 6.5) \quad \text{ecuación [7.19]}$$

La necesidad de establecer una relación regional entre  $M_o$  y  $M_L$  se hace evidente tras los diferentes estudios que han tratado de establecerla en diferentes áreas sísmicamente activas, encontrándose diferencias de hasta 32 veces el valor de  $M_o$  entre dos de estas relaciones (*i.e.* la establecida para el escudo Báltico con la de California).

#### VII.2.4. Relaciones con los parámetros de la falla

La recopilación de relaciones que se presentan a continuación entre la magnitud, el momento sísmico y la energía con los parámetros de la falla son utilizadas en la mayoría de las ocasiones para:

- Obtener una primera estimación de los parámetros más importantes de una falla cuando se conocen  $M$ ,  $M_o$  o  $E_s$  a partir de los registros sísmicos instrumentales de un evento importante.
- Obtener una estimación de la magnitud, momento y/o energía sísmica para eventos históricos o prehistóricos, para los cuales no existen registros dis-

ponibles, pero si pueden extraerse, a partir de medidas en campo, una serie de parámetros de la falla tales como longitud (máxima posible) de la ruptura y/o la cantidad de desplazamiento en superficie.

Esta segunda posibilidad es realmente importante para mejorar la estimación de la peligrosidad sísmica en lo que al terremoto máximo posible se refiere, especialmente en zonas donde los fuertes eventos sísmicos poseen un muy largo periodo de retorno.

La mayoría de las relaciones que han sido establecidas para estos casos, especialmente aquellas entre varios parámetros de la fuente, se basan en hipótesis relativas a la geometría de la falla, velocidad de ruptura, historia sísmica, esfuerzos locales, caída de esfuerzos, etc. El gran número de factores que influyen provoca que los intentos por establecer relaciones globales produzcan nada más que toscas estimaciones de la realidad, por lo que estimaciones locales son más útiles.

Por ejemplo, el caso de la relación entre el momento sísmico  $M_0$  y el área de ruptura  $A_r$  en una falla, según Kanamori y Anderson (1975), se encuentra controlada por la caída de esfuerzos  $\Delta\sigma$ . Así, cuanto mayor sea  $\Delta\sigma$  mayor es  $M_0$ , para un  $A_r$  establecido, como muestra la figura 7.2. Puede reconocerse que los terremotos intraplaca poseen en promedio mayor caída de esfuerzos (alrededor de 10 MPa = 100 bar) que los entre placa (alrededor de 3MPa). En la figura 7.2 se presenta la relación proporcionada por Abe (1975):

$$M_0 = 1.33 \cdot 10^{15} A_r^{3/2} \quad \text{ecuación [7.20]}$$

la cual se ajusta en promedio bastante bien. Esta ecuación es muy semejante a la que proporcionan Chen y Chen (1989) obtenida teóricamente a partir del modelo de Haskell suponiendo que la longitud  $L$  de la falla es doble de la anchura  $W$  (si bien datos experimentales permiten establecer valores de aspecto  $L/W$  alrededor de 30) y que el desplazamiento promedio sufrido por ésta es  $\bar{D} = 4 \cdot 10^{-5} L$ .

Quizá las relaciones más comúnmente utilizadas son las que se encuentran en Wells y Coppersmith (1984), entre la magnitud de momento  $M_w$  y  $A_r$ :

$$M_w = (0.98 \pm 0.03) \log A_r + (4.07 \pm 0.06) \quad \text{ecuación [7.21]}$$

la cual ha sido obtenida a partir de la información recogida en una amplia base de datos históricos de la fuente sísmica para terremotos someros (profundidad < 40 km).

Por otro lado, también se ha constatado una relación lineal entre los logaritmos de  $L$  y  $M_0$ , aunque ésta varía si se trata de eventos entre placas o intraplaca sobre fallas en desgarre (aproximadamente para un  $M_0$  dado el valor de  $\log L$  es seis veces mayor en los primeros). El valor  $\alpha$  de la relación entre el desplazamiento promedio en la falla con su longitud depende también del entorno donde ocu-

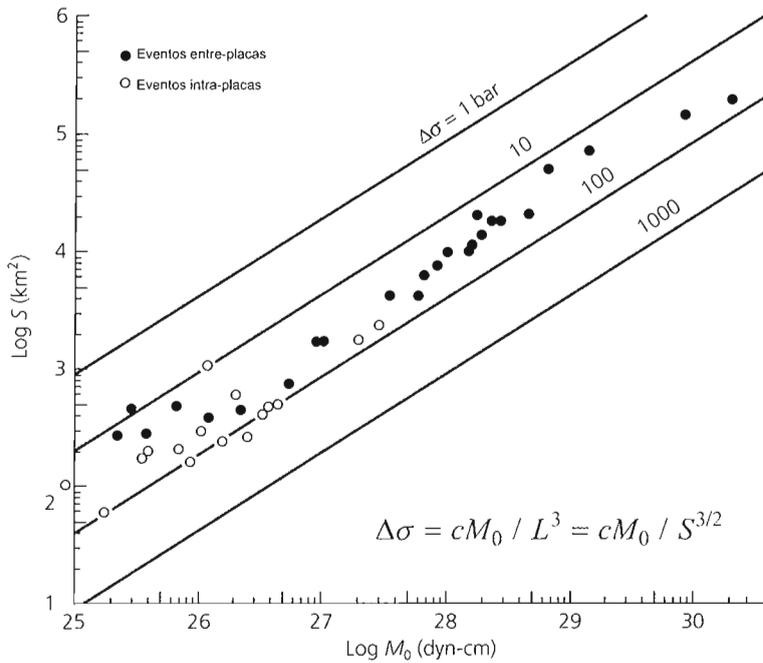


Figura 7.2. Comportamiento entre el área de ruptura de una falla  $A_r$  y el momento sísmico para los dos tipos de eventos considerados (intra y entre placas)

rra el evento (aproximadamente  $\alpha$  es del orden de  $10^{-5}$  en los entre placa y  $6 \cdot 10^{-5}$  para los intraplaca) (Scholz *et al.*, 1986) (figura 7.3). Esto permite pensar que, suponiendo que este resultado es independiente del tipo de mecanismo de falla, las fallas intraplaca poseen más resistencia friccional (por ende menor caída de esfuerzos) que las fallas en las fronteras de las placas.

Como es fácil apreciar, las pendientes de las rectas son de 0.5 (figura 7.3), lo que significa que  $M_0 \propto L^2$  lo cual es válido para grandes terremotos ( $M > 6.5$ ). A

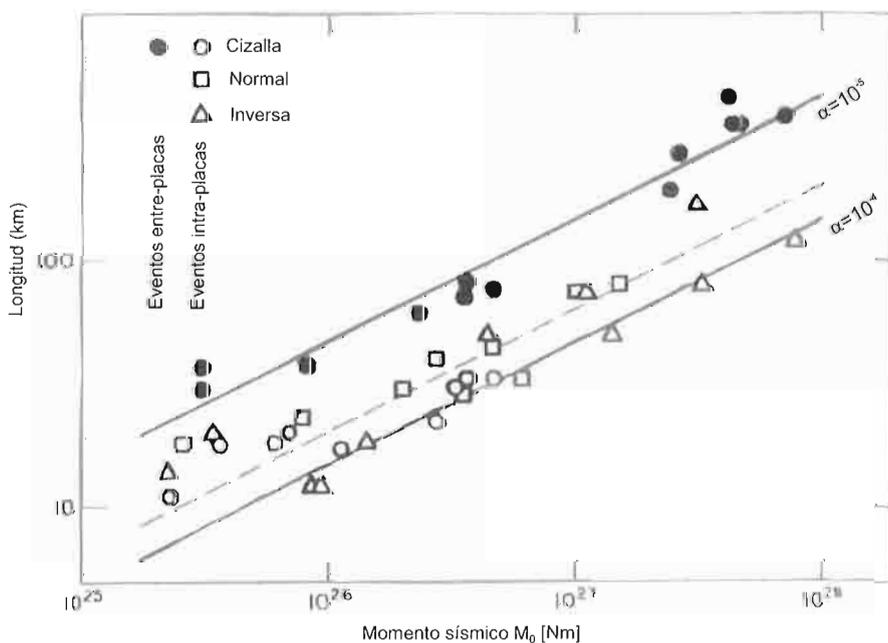


Figura 7.3. Longitud de la falla  $L$  en función del momento sísmico  $M_0$  para grandes terremotos en diferentes entornos, según diferentes valores de  $\alpha$

partir de entonces la anchura  $W$  de la falla permanece constante, esto es, aproximadamente igual al espesor de la corteza frágil (unos 10 a 30 km según zonas), y por lo tanto, para grandes terremotos el área de la falla, a medida que aumenta  $M_0$ , crece sólo en la dirección en superficie.

Probablemente las relaciones mejor establecidas entre la magnitud de momento  $M_w$ , longitud de ruptura en superficie  $L_{RS}$  y longitud de ruptura en profundidad  $L_{RP}$  (dadas ambas en km) son las proporcionadas por Wells y Coppersmith (1994) y de hecho utilizadas en este Proyecto. Para muchas de las aplicaciones prácticas estas relaciones promedio no presentan diferencias estadísticamente significativas (95%) frente a los diferentes mecanismos de falla (desgarre, normal o inverso):

$$M_w = (1.16 \pm 0.07) \log L_{RS} + (5.08 \pm 0.10) \quad \text{ecuación [7.22]}$$

$$M_w = (1.49 \pm 0.04) \log L_{RP} + (4.38 \pm 0.06) \quad \text{ecuación [7.23]}$$

O bien:

$$\log L_{RS} = (0.69 \pm 0.04) M_w - (3.22 \pm 0.27) \quad \text{ecuación [7.24]}$$

$$\log L_{RP} = (0.59 \pm 0.02) M_w - (2.44 \pm 0.11) \quad \text{ecuación [7.25]}$$

Comparando estas dos últimas expresiones es posible entender que la longitud de ruptura reconocida en superficie viene a ser un 75% la longitud de ruptura en profundidad.

Las relaciones que también estos dos autores proporcionan para  $M_w$  con  $\bar{D}$  y  $L_{RS}$  con  $\bar{D}$ , aun con una correlación inferior (0.71 a 0.78), son igualmente útiles:

$$M_w = (0.82 \pm 0.10) \log \bar{D} + (6.693 \pm 0.05) \quad \text{ecuación [7.26]}$$

$$\log \bar{D} = (0.69 \pm 0.08) M_w - (4.80 \pm 0.57) \quad \text{ecuación [7.27]}$$

$$\log \bar{D} = (0.88 \pm 0.11) \log L_{RS} - (1.43 \pm 0.18) \quad \text{ecuación [7.28]}$$

$$\log L_{RS} = (0.57 \pm 0.07) \log \bar{D} + (1.61 \pm 0.04) \quad \text{ecuación [7.29]}$$

Wells y Coppersmith razonan que esta reducción en la correlación puede reflejar el amplio rango de desplazamientos para una longitud de ruptura arbitraria (diferencias de hasta 50 veces).

### VII.3. CARACTERIZACIÓN PARAMÉTRICA DE LA BASE DE DATOS SÍSMICA DEL IGN

Para la caracterización, desde un punto de vista estadístico, de la base de datos que se va a utilizar para el estudio espacial de la distribución geométrica de la medida, se ha procedido a evaluar los estadísticos univariantes de la misma, en lo que

se refiere a distribución de magnitudes de terremoto y de intervalos de recurrencia entre sismos dentro del área considerada. Además, esta primera caracterización univariante se realiza sobre la estimación de la función de distribución paramétrica de las magnitudes (función de distribución de probabilidad empírica complementaria) o ley de Gutenberg-Richter.

La descripción paramétrica de esta función de distribución de tamaños de terremotos mayores que uno dado se basa en dos parámetros, a saber, el terremoto mínimo localizado y el exponente  $b$  (cuando esta ley corresponde con una de tipo potencial). Para estimar dichos parámetros se han presentado tres de las técnicas más habituales: momentos, máxima verosimilitud y mínimos cuadrados, señalando cuál es la formulación necesaria para poner en práctica cada una y las limitaciones de aplicación de las mismas.

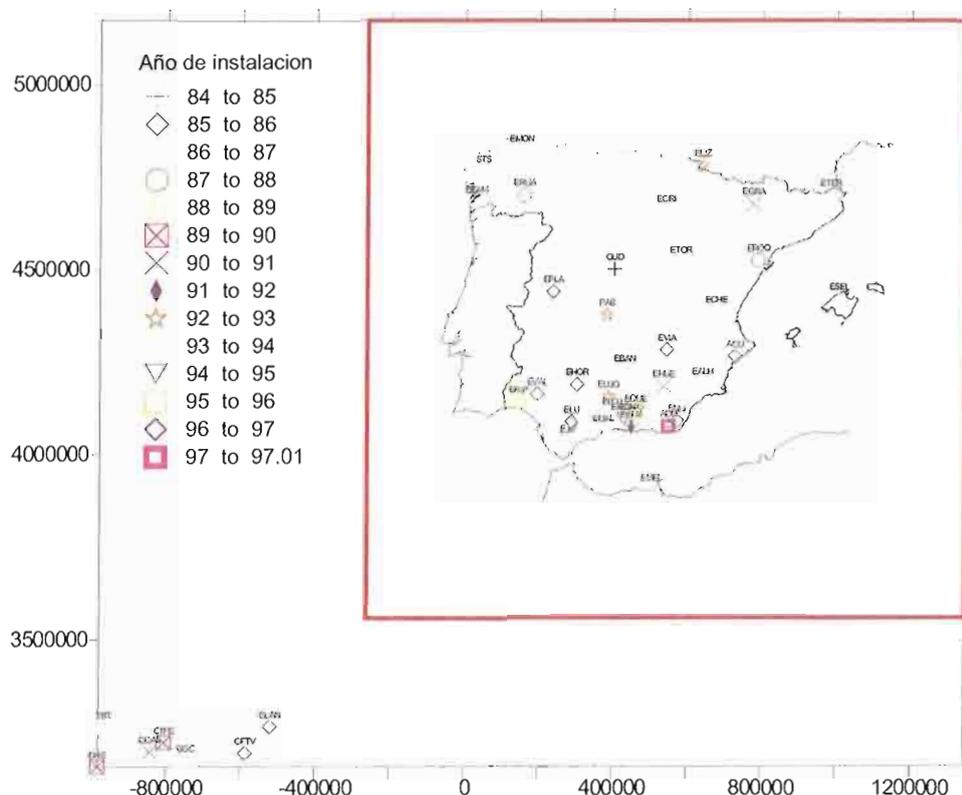
La base de datos proporcionada por el IGN consta de un total de 20.235 datos (sismos recogidos). La información que se asocia a cada sismo se distribuye sobre 23 campos dispuestos en columnas (tabla 7.1):

A: Agencia
B: Longitud Este ( $^{\circ}$ ‘ “.0)
C: Latitud Norte ( $^{\circ}$ ‘ “.0)
D: Fecha del evento (año, mes, día)
E: Instante (hora, minutos, segundos.0)
F: Profundidad (km)
G: Mecanismo focal calculado
H: D si hay disponible registro digital
I: RMS error cuadrático medio (s)
J: ERH error cuadrático medio de posición (km)
K: ERZ error cuadrático medio de prof. km
L: Tipo de magnitud (vacío: mbLg, P:mb)
M: Magnitud *10
N: Número de estaciones que lo identifican
O: Intensidad *10 (EMS)
P: Comentarios
Q: Población más próxima al epicentro
R: Código provincial

*Tabla 7.1.  
Campos de la base  
de datos del IGN*

Del conjunto de datos recogidos en esta base, inicialmente se han descartado aquellos que se han datado anteriores al año 1985, ya que la primera estación sísmica instalada en España data de 1984. A partir de ese momento, se han ido instalando sucesivas estaciones del IGN sobre el territorio Español, hasta configurar una red de registro prácticamente en continuo (figura 7.4).

Figura 7.4.  
Distribución sobre la Península Ibérica y el archipiélago Canario de las estaciones sísmicas del IGN que han registrado los eventos recogidos en la base de datos



Atendiendo a la ubicación y fecha de instalación de cada una de las estaciones puede entenderse que es a partir del año 1985 cuando es posible realizar un apropiado registro de los terremotos con precisión adecuada, dentro del área de interés considerada para este estudio. Dicha área se encuentra delimitada arbitrariamente por las siguientes coordenadas UTM:

Xmin: -263695 Xmax: 1347356 Ymin: 3561905 Ymax: 5172956

Del conjunto resultante de sismos considerados a partir de 1985, que suponen un total de 11.503 datos, se han seleccionado aquellos que se encuentran dentro de la mencionada ventana, resultando una base de 11.008 datos. Para ello se han incluido dos columnas adicionales, con las coordenadas UTM X e Y de los epicentros.

De estos 11008 datos se suprimen tres que poseen una magnitud nula (campo M de la tabla 1LT con valor 0), con lo que quedan 11.005 datos. De éstos, no todos poseen información respecto al error de localización horizontal (ERH), al error de localización temporal (RMS), y a la magnitud, por lo que se han escogido sólo aquellos que poseen los tres campos completos, dando lugar a un total de 10.755 datos (figura 7.5).

En la figura 7.5 es posible apreciar un salto al principio del año 1997 que supone una disminución del límite inferior de detectabilidad de la magnitud de los terremotos, pasando de 2 – 2.5 antes de 1997, a 1 – 1.5 después de 1997. Se desestima la

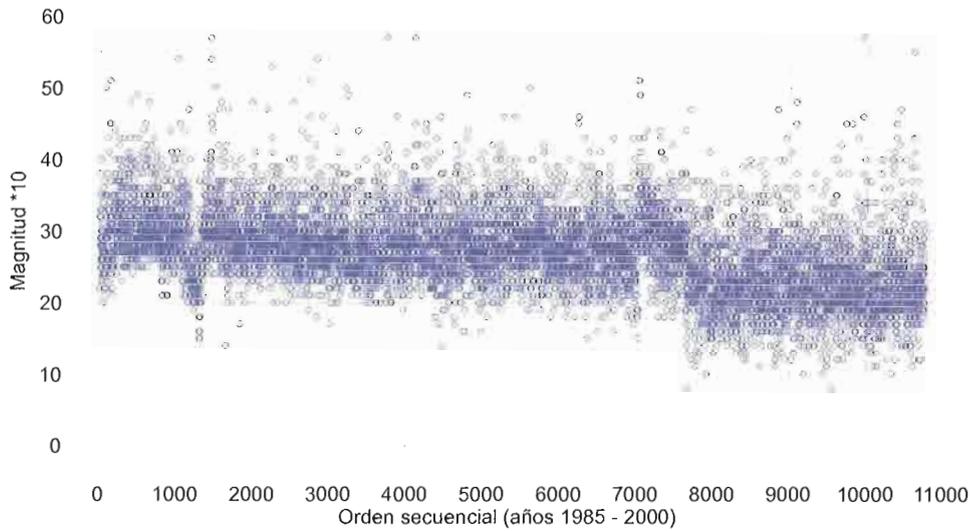


Figura 7.5.  
Distribución  
secuencial de los  
10.755 datos de  
magnitudes

posibilidad de que la serie de magnitudes de los terremotos acaecidos en el área seleccionada posea una tendencia hacia presentar magnitudes más bajas con el tiempo.

Atendiendo al momento en que este salto ocurre es posible asociar el mismo al proceso de relocalización de los sismos, dado que es posible que sea este punto a partir del cual los datos no se encuentren relocalizados, con lo que errores tipo RMS y tipo ERH también se encontrarán afectados y por lo tanto este salto será reconocible. A partir de esta observación se definen dos periodos de estudio: 1985 – 1997 y 1997 – 2000.

### VII.3.1. Estudio del parámetro de sismicidad b. Ley de Gutenberg-Richter

Existen varias técnicas para ajustar el valor del parámetro b. El ajuste de la serie de puntos es de tipo exponencial si se representan magnitudes y potencial en el caso de energía liberada. Por este motivo, en el primer caso se ajusta sobre un diagrama lognormal aquella sección de la curva que configura una recta. Para un ajuste potencial, se representa en diagrama log-log o bilogarítmico, ajustando también aquellos puntos que configuran una recta.

También es importante que la estimación del parámetro b se presente con dos decimales para poder determinar como se relaciona con la geometría de la falla, con el contexto geotectónico donde se registró la serie sísmica y con las propiedades del medio. Además, este valor es muy sensible del método de cálculo utilizado, por lo que a continuación se revisan de forma breve los métodos más comunes.

Sobre la función de probabilidad empírica  $F(M) = \text{Prob}[M \leq m]$ , se estudia el comportamiento semilogarítmico que dicta la ley de Gutenberg-Richter:

$$\text{Log } N[M > m] \propto -bM \quad \text{ecuación [7.30]}$$

por lo tanto, si se verifican las relaciones entre el número de sismos con magnitud  $M$  mayor que una dada  $m$  y su probabilidad de ocurrencia:

$$N[M > m] \propto \text{Prob}[M > m] = 1 - \text{Prob}[M \leq m] \quad \text{ecuación [7.31]}$$

y que:

$$\text{Log CF}(M) = \text{Log}(1 - F(M)) = \text{Log}(1 - \text{Prob}[M \leq m]) \quad \text{ecuación [7.32]}$$

entonces puede decirse que:

$$\text{Log CF}(M) \propto \text{Log } N[M > m] \propto -bM \quad \text{ecuación [7.33]}$$

Es decir, la función complementaria de la de probabilidad empírica  $\text{CF}(M)$ , se comporta como una función de potencia, con exponente  $-b$ , de la magnitud  $M$ .

Establecida esta relación analítica, es posible, a través de los estadísticos de la distribución de las magnitudes, determinar un estimador de la magnitud mínima y del exponente  $b$  de la distribución. Para ello, tomando como parámetros de la función de distribución el exponente  $b$  y la magnitud mínima,  $F(u)$  es de la forma:

$$F(u) = 1 - \left( \frac{u_{\min}}{u} \right)^b \quad \text{ecuación [7.34]}$$

habiéndose aplicado el cambio  $U = \text{Log } M$ , según la magnitud mínima  $M_{\min} > 0$  corresponde con el valor de  $10^{u_{\min}}$ . Entonces la función de densidad de probabilidad  $f(u)$  de tipo hiperbólico, en función de los dos parámetros establecidos  $b$  y  $u_{\min}$ , es:

$$f(u) = \frac{\partial F(u)}{\partial u} = \frac{b}{u} \left( \frac{u_{\min}}{u} \right)^b \quad \text{ecuación [7.35]}$$

Si de esta función de densidad se determinan sus momentos de primer y segundo orden respecto al origen, la esperanza será:

$$E[U] = \int u f(u) du = \frac{b}{b-1} u_{\min} \quad \text{ecuación [7.36]}$$

y la varianza como momento de segundo orden de la distribución respecto a la media, puede escribirse en función del momento de segundo orden respecto al origen:

$$\begin{aligned} \text{Var}[U] &= E[U^2] - (E[U])^2 = \int u^2 f(u) du - \left( \frac{b}{b-1} u_{\min} \right)^2 \\ &= \frac{b}{b-2} \left( \frac{u_{\min}}{b-1} \right)^2 \end{aligned} \quad \text{ecuación [7.37]}$$

Ambos estimadores forman un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas,  $b$  y  $u_{\min}$ :

$$\mu = E[U] = \frac{b}{b-1} u_{\min} \quad \text{ecuación [7.38]}$$

$$\sigma^2 = \text{Var}[U] = \frac{b}{b-2} \left( \frac{u_{\min}}{b-1} \right)^2 \quad \text{ecuación [7.39]}$$

Y resolviendo dicho sistema, se llega a que:

$$u_{\min} = \frac{b-1}{b} \mu \rightarrow M_{\min} = 10^{x_{\min}} \quad \text{ecuación [7.40]}$$

$$b = 1 + \sqrt{1 + \left( \frac{\mu}{\sigma} \right)^2} \quad \text{ecuación [7.41]}$$

habiéndose tomado la parte positiva de la raíz ya que debe de ser  $b > 1$  (condición de estacionariedad de primer orden), y siendo:

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i \quad \text{ecuación [7.42]}$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (u_i - \mu)^2 \quad \text{ecuación [7.43]}$$

para una muestra de  $n$  logaritmos de magnitudes  $\{u_i\}_{i=1}^n = \{\text{Log}M_i\}_{i=1}^n$

Como bien se sabe, la ley de Gutenberg-Richter (1941) (ya denotada previamente por Richter en 1935), presenta la relación magnitud-frecuencia encontrada sobre los eventos sísmicos registrados instrumentalmente, históricamente y paleosísmicamente. El comportamiento semilogarítmico que dicta la ley de Guttmeberg - Richter puede asociarse con la función de probabilidad empírica  $F(M) = \text{Prob}[M \leq m]$ , atendiendo a que:

$$\log N[M > m] \propto -bM \quad \text{ecuación [7.44]}$$

por lo tanto, si se verifican las relaciones entre el número de sismos con magnitud  $M$  mayor que una dada  $m$  y su probabilidad de ocurrencia:

$$N[M > m] \propto \text{Prob}[M > m] = 1 - \text{Prob}[M \leq m] \quad \text{ecuación [7.45]}$$

y que:

$$\log CF(M) = \log (1 - F(M)) = \log (1 - \text{Prob}[M \leq m]) \quad \text{ecuación [7.46]}$$

entonces puede decirse que:

$$\log CF(M) \propto \log N[M > m] \propto -bM \quad \text{ecuación [7.47]}$$

Es decir, la función complementaria de la de probabilidad empírica  $CF(M)$ , se comporta como una función de potencia, con exponente  $-b$  (habitualmente constante), de la magnitud  $M$ .

El comportamiento de la ley puede explicarse gracias a una simple consideración geométrica. Supóngase para ello una zona de tamaño  $\Sigma$ , en la que se producen  $N[M]$  terremotos de magnitud  $M$  sobre un área de fractura de tamaño  $S[M]$ . Como para una magnitud  $M$ , cuanto menor sea  $S[M]$  un mayor número de fracturas provocan los terremotos en la zona, parece razonable escribir que:

$$N[M]S[M] \propto \Sigma = \text{cte} \quad \text{ecuación [7.48]}$$

y despejando:

$$\log N[M] \propto -\log S[M] \quad \text{ecuación [7.49]}$$

y teniendo en cuenta la relación entre magnitud y superficie de fractura generadora del sismo:

$$\log S[M] \propto M$$

luego:

$$\log N[M] \propto M$$

con lo que cabe señalar que el valor de  $b$  debe de ser muy próximo a la unidad. El tiempo de recurrencia de un terremoto de magnitud  $M$  es proporcional a  $N^{-1}$ , así  $t \propto N^{-1} \propto S \propto L^2$ . Esto implica que la tasa de algunos de los procesos asociados con los terremotos, como puedan ser los desplazamientos o caídas de esfuerzos, es uniforme.

Establecida esta relación analítica, es posible, a través de los estadísticos de la distribución de las magnitudes, determinar un estimador de la magnitud mínima, y del exponente  $b$  de la distribución. Para ello, tomando como parámetros de la función de distribución el exponente  $b$  y la magnitud mínima,  $F(u)$  es de la forma:

$$F(u) = 1 - \left( \frac{u_{\min}}{u} \right)^b \quad \text{ecuación [7.50]}$$

habiéndose aplicado en ésta el cambio  $M = \log U$ , según la magnitud mínima  $M_{\min} > 0$  corresponde con una energía disipada  $u_{\min}$ , por el menor sismo proporcional al valor de  $10^{M_{\min}}$ . Entonces la función de densidad de probabilidad  $f(u)$  de tipo hiperbólico, en función de los dos parámetros establecidos  $b$  y  $u_{\min}$ , es:

$$f(u) = \frac{\partial F(u)}{\partial u} = \frac{b}{u} \left( \frac{u_{\min}}{u} \right)^b \quad \text{ecuación [7.51]}$$

El cambio aplicado anteriormente supone la existencia de una relación entre la magnitud y la energía total de la onda sísmica. Ésta ha sido estudiada por muchos investigadores, entre otros Gutenberg y Richter (1956) y Bath (1958), de tal forma que tras una serie de revisiones de las conclusiones obtenidas en el primer trabajo, se llega a la expresión:

$$\log u = 1.5 M_s + 11.8$$

o bien:

$$\log u = 2.4 m_b + 5.8$$

según el trabajo de Bath, que es muy semejante a la primera. Aunque estas relaciones son absolutamente empíricas y basadas en la equivalencia o condición de semejanza por la que la densidad espectral energética (entendido como el espectro de densidad de varianza o de frecuencias de los trenes de ondas superficiales producidos en un terremoto) hasta el periodo de 20 s puede representar todo el espectro, o al menos la integral del espectro. Tanto una como otra relación implican que, aproximadamente, se verifica:

$$u \propto 10^{1.5M_s}$$

La relación empírica presentada puede deducirse analíticamente basándose en el modelo de dislocación simple mostrado en Haskell (1964), sobre el que se aplican las condiciones de semejanza en la fractura que se mueve. Esto es, suponiendo que son constantes su ratio de aspecto ( $w/L = \text{cte.}_1$ ), lo que es razonable para la mayoría de los terremotos; su ratio de caída de tensión ( $\delta/L = \text{cte.}_2$ ) válido para la mayoría de los grandes terremotos, y su semejanza dinámica que implica un esfuerzo efectivo constante ( $v\tau/L = \text{cte.}_3$ ); para una fractura de longitud  $L$ , anchura  $w$ , y que tras el sismo se ha desplazado una distancia  $\delta$ , en un tiempo  $\tau$ , luego según una velocidad  $v$ ; entonces se puede afirmar que:

$$u \propto L^3$$

Si además resulta que la relación para la magnitud con el tamaño de la fractura es:

$$M \propto \log L^2$$

aunque se reconoce que  $M \propto \log L^3$  para los terremotos muy pequeños, entonces se cumple la ecuación  $u \propto 10^{1.5M_s}$ .

Señalar finalmente que se han propuesto y encontrado en la literatura otros modelos para definir la relación frecuencia-magnitud, que en suma lo que tratan

es de recoger con mayor precisión el hecho de que los terremotos menos frecuentes y de mayor magnitud generan una deformación no lineal en el diagrama de log frecuencia *vs* magnitud. En definitiva, se han propuesto muchos modelos que tratan de corregir la considerable desviación encontrada en muchos sobre los gráficos semilogarítmicos. Los modelos encontrados pueden clasificarse en dos tipos fundamentales: aquellos que muestran una relación de tipo cóncava ( $\eta > 2$ ); y aquellos para los que la relación es de tipo convexa ( $\eta < 2$ ) (ver figura 7.6).

Se define el valor de  $\eta$ , según Utsu (1978), por el cociente entre la esperanza de las diferencias cuadráticas entre las magnitudes y la magnitud umbral  $M_{\min}$ , y la esperanza al cuadrado de estas diferencias:

$$\eta = E[X^2] / E[X]^2; X = M - M_{\min}$$

En el caso de la ley de G-R, es fácil comprobar que el valor de  $\eta = 1$ . Una recopilación extensa y reciente de las aproximaciones históricamente propuestas a esta relación puede encontrarse en Utsu (1999).

Si de la función de densidad se determinan sus momentos de primer y segundo orden respecto al origen, la esperanza será:

$$E[U] = \int u f(u) du = \frac{b}{b-1} u_{\min} \quad \text{ecuación [7.52]}$$

y la varianza, como momento de segundo orden de la distribución respecto a la media, puede escribirse en función del momento de segundo orden respecto al origen:

$$\begin{aligned} \text{Var}[U] &= E[U^2] - (E[U])^2 = \int u^2 f(u) du - \left( \frac{b}{b-1} u_{\min} \right)^2 = \\ &= \frac{b}{b-2} \left( \frac{u_{\min}}{b-1} \right)^2 \end{aligned} \quad \text{ecuación [7.53]}$$

Ambos estimadores forman un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas,  $b$  y  $u_{\min}$ , asociado al denominado método de los momentos (mom):

$$\begin{aligned} \mu = E[U] &= \frac{b}{b-1} u_{\min} \\ \sigma^2 = \text{Var}[U] &= \frac{b}{b-2} \left( \frac{u_{\min}}{b-1} \right)^2 \end{aligned} \quad \text{ecuación [7.54]}$$

Y resolviendo dicho sistema, se llega a que:

$$u_{\min} = \frac{b-1}{b} \mu \rightarrow m_{b_{\min}} = (\log u_{\min} + 1, 2) / 2, 4$$

$$b = 1 + \sqrt{1 + \left( \frac{\mu}{\sigma} \right)^2} \quad \text{ecuación [7.55]}$$

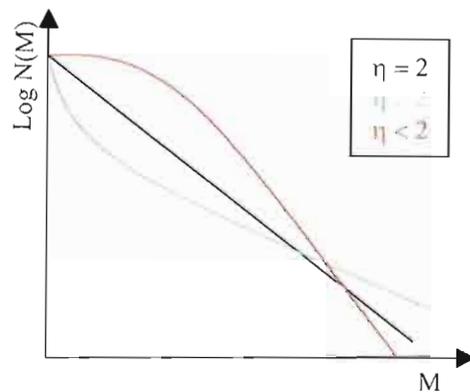


Figura 7.6. Diagrama de las posibles funciones cóncavas, convexas o lineales, que definen la relación semilogarítmica de frecuencia-magnitud según el parámetro  $\eta$

habiéndose tomado la parte positiva de la raíz ya que debe de ser  $b > 2$  (condición de estacionariedad de segundo orden), y siendo:

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (u_i - \mu)^2 \quad \text{ecuación [7.56]}$$

para una muestra de  $n$  magnitudes  $\{1,5M_i + 12\}_{i=1}^n = \{\log u_i\}_{i=1}^n$ , relacionadas con la energía disipada  $u$ , en cada  $i$ -ésimo evento.

El valor del exponente  $b$  que se estima con la expresión anterior es una primera aproximación obtenida a partir de los estadísticos de la muestra media y varianza. En el caso de que los datos procedan de un sistema sísmico, que se distribuye en magnitudes según la ley de G-R y, habida cuenta que es ampliamente reconocido, los valores habituales del parámetro  $b$  se encuentran en el intervalo  $[0.75, 1.5]$ , es decir, valores próximos a la unidad. De esta forma, ya sea en los casos más extremos como en los habituales, y salvo en casos excepcionales de fenómenos volcánicos, no es posible aplicar el método de los momentos ya que la ecuación aplicada proporcionaría un valor de la varianza de la energía negativa, lo cual no es ni estadística ni físicamente estimable.

Cambiando la estrategia para la estimación de  $b$ , la utilización del método de máxima verosimilitud (mlm) para determinar los parámetros de la ley de G-R de distribución de frecuencias de terremotos precisa de la construcción de la función de verosimilitud que, por definición, es:

$$L(u_i; u_{\min}, b) = \prod_{i=1}^n f(u_i) \quad \text{ecuación [7.57]}$$

Sustituyendo la función de densidad de probabilidad  $f(u)$  para un conjunto de  $n$  datos de energía liberada en el proceso sísmico (o momento sísmico)  $u_i$ , relacionada con la magnitud del evento:

$$L(u_i; u_{\min}, b) = \prod_{i=1}^n \frac{b}{u_i} \left( \frac{u_{\min}}{u_i} \right)^b \quad \text{ecuación [7.58]}$$

Habitualmente, y por motivos que facilitan en cálculo, suele tomarse el logaritmo de esta función de verosimilitud (lo que facilita el tratamiento de las derivadas), con lo que:

$$\log L(u_i; u_{\min}, b) = \log \prod_{i=1}^n \frac{b}{u_i} \left( \frac{u_{\min}}{u_i} \right)^b = \sum_{i=1}^n \log \left[ \frac{b}{u_i} \left( \frac{u_{\min}}{u_i} \right)^b \right] \quad \text{ecuación [7.59]}$$

A partir de la función logaritmo de la verosimilitud, se estiman los parámetros derivando la función logaritmo respecto a cada uno de ellos e igualando a cero. Así, derivando respecto a b:

$$\frac{\partial \log L(u_i; u_{\min}, b)}{\partial b} = 0 \quad \text{ecuación [7.60]}$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{\partial}{\partial b} \left[ \log \left( \frac{b}{u_i} \left( \frac{u_{\min}}{u_i} \right)^b \right) \right] = \sum_{i=1}^n \frac{1 + b \log \left( \frac{u_{\min}}{u_i} \right)}{b} = \frac{n}{b} + \sum_{i=1}^n \log \left( \frac{u_{\min}}{u_i} \right) = 0$$

despejando el parámetro buscado b:

$$b = - \frac{n}{\sum_{i=1}^n \log \frac{u_{\min}}{u_i}} \quad \text{ecuación [7.61]}$$

Expresión que puede ser transformada a otra más asequible de utilizar, teniendo en cuenta la información que habitualmente proporcionan las bases de datos sísmicas (y en concreto la del IGN). Para ello, operando:

$$b = \frac{n}{\sum_{i=1}^n \log u_i - \sum_{i=1}^n \log u_{\min}} = \frac{1}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log u_i - \log u_{\min}} = \frac{0,666}{E[M_s] - M_{s, \min}} \quad \text{ecuación [7.62]}$$

en la que se ha llamado magnitud promedio a la esperanza  $E[M]$ .

Ahora, derivando respecto a  $u_{\min}$ , e igualando a cero:

$$\frac{\partial \log L(u_i; u_{\min}, b)}{\partial u_{\min}} = 0 \quad \text{ecuación [7.63]}$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{\partial}{\partial u_{\min}} \left[ \log \left( \frac{b}{u_i} \left( \frac{u_{\min}}{u_i} \right)^b \right) \right] = \sum_{i=1}^n \frac{b}{u_{\min}} = n \frac{b}{u_{\min}} = 0$$

y, como puede apreciarse, se llega a que:

$$\frac{nb}{u_{\min}} = 0$$

donde ni  $n$  ni  $b$  son nulos, lo que presenta un inconveniente que la máxima verosimilitud no salva. Para ello es preciso acudir a la teoría de estadísticos ordenados, que nos permitirá estimar un valor de  $u_{\min}$ . De ésta se obtiene que:

$$u_{\min} = \min_{i=1,n} \{u_i\}$$

Es decir, el mínimo de los momentos sísmicos registrados, o lo que es lo mismo, la estimación de la magnitud mínima resulta ser la menor de las registradas:

$$M_{\min} = \min_{i=1,n} \{M_i\}$$

habida cuenta del carácter no decreciente de la transformación logarítmica de la energía.

La tercera posibilidad que se plantea es aproximar el parámetro  $b$  de la ley de G-R mediante el método de mínimos cuadrados lineales (msm), o lo que es más concretamente mediante una regresión lineal simple. Para ello se propone un modelo del tipo:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x$$

Del que se supone que la distribución de cada uno de los estimadores de los coeficientes es normal y de media el valor del parámetro. Suponiendo que se establece la equivalencia entre la ley del G-R y el modelo propuesto, entonces el valor de:

$$\begin{aligned} y &\equiv \log N[M > m] \\ \beta_1 &\equiv -b \\ x &\equiv M \end{aligned}$$

por lo que se parte de una situación en la que se dispone de parejas de valores  $(x_i, y_i)$ , o lo que es lo mismo, se ha determinado el diagrama de frecuencia-magnitud por puntos  $(\log N[M > m]_i, M_i)$ , del que se desea saber si poseen una relación lineal y con que grado de significación; y en caso afirmativo estimar el valor del parámetro  $b$ .

A continuación se establece el contraste o test de hipótesis, que no sólo establece si es posible aceptar dicha relación lineal, sino con qué grado de certidumbre o significación  $\epsilon$ :

$$\begin{cases} H_0 : \beta_1 = 0 \\ H_1 : \beta_1 \neq 0 \end{cases} \leftrightarrow \begin{cases} H_0 : b = 0 \\ H_1 : b \neq 0 \end{cases}$$

Para el conjunto de k datos disponibles, se calculan sus estadísticos de primer y segundo orden (media y varianza) y coeficiente r de correlación:

$$\begin{aligned} \bar{M} &= k^{-1} \sum_{i=1}^k M_i \\ \bar{N} &= k^{-1} \sum_{i=1}^k \log N[M > m]_i \\ s_{MN}^2 &= k^{-1} \sum_{i=1}^k (M_i - \bar{M})(\log N[M > m] - \bar{N}) \\ s_M^2 &= k^{-1} \sum_{i=1}^k (M_i - \bar{M})^2 \\ s_N^2 &= k^{-1} \sum_{i=1}^k (\log N[M > m] - \bar{N})^2 \\ r &= \frac{s_{MN}^2}{s_M s_N} \end{aligned} \quad \text{ecuación [7.64]}$$

con los que se calcula el estadístico t del test de contraste:

$$t = \frac{r\sqrt{k-2}}{\sqrt{1-r^2}} \sim t_{k-2} \quad \text{ecuación [7.65]}$$

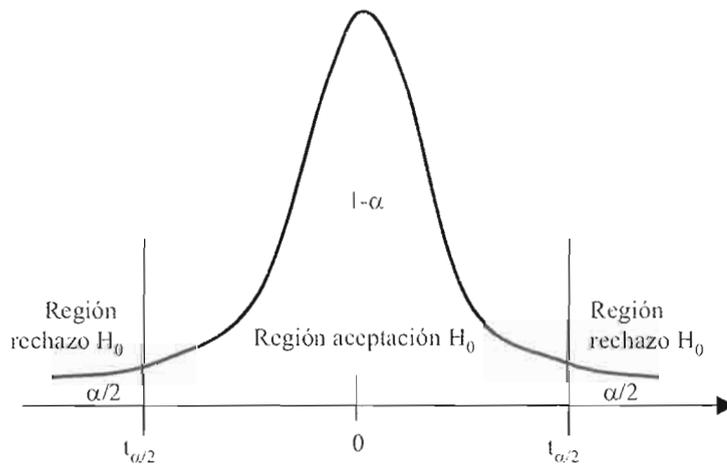
cuya distribución es una t-Student de k-2 grados de libertad. Si tras la evaluación del contraste resulta que:

$$|t| > t_{\alpha/2, k-2}$$

Entonces se rechaza  $H_0$  para un  $1 - \epsilon$  de confianza (ver figura 7.7). Al haberse aceptado la hipótesis  $H_1$ , el valor del parámetro b estimado se obtiene a partir de:

$$b = \frac{s_{MN}^2}{s_M^2} = r \frac{s_N}{s_M} \quad \text{ecuación [7.66]}$$

Figura 7.7. Distribución t-Student y zonas de aceptación y rechazo de  $H_0$  para un grado  $\epsilon$  de significación



Con lo que el valor del estadístico esta relacionado con el estimador de b mediante:

$$t = \frac{b}{s_R / \sqrt{ns_M}} \quad \text{ecuación [7.67]}$$

para una varianza residual de:

$$s_R^2 = (1 - r^2) \frac{n}{n-2} s_N^2 \quad \text{ecuación [7.68]}$$

El contraste puede simplificarse comprobándose si el valor absoluto:

$$|t| > \frac{2}{\sqrt{n}} \quad \text{ecuación [7.69]}$$

entonces la relación es significativa.

El valor del exponente b que se estima con la expresión resultante del msm es una primera aproximación obtenida a partir de los estadísticos de la muestra media y varianza. De esta forma se han ajustado las correspondientes leyes de G - R hasta el valor que marca la magnitud mínima  $M_{\min} = \min_{i=1,n} \{M_i\}$  hasta la cual la distribución de los valores es de tipo hiperbólico, para cada uno de los periodos reconocidos. Los resultados se presentan gráficamente en la figura 7.8.

Sobre los 10.755 datos del año 1985 al 2000 ○

Parámetros del ajuste:  $M_{\min} = 2.25$ ,  $b = 1.11 \pm 0.013$ ,

Calidad de la regresión:  $\rho = 0.9977 \pm 0.011$ , Durwin-Watson = 0.329

Sobre los 7.659 datos del año 1985 al 1997 □

Parámetros del ajuste:  $M_{\min} = 2.47$ ,  $b = 1.12 \pm 0.011$ ,

Calidad de la regresión:  $\rho = 0.9984 \pm 0.010$ , Durwin-Watson = 0.781

Sobre los 3.097 datos del año 1997 al 2000 ◆

Parámetros del ajuste:  $M_{\min} = 1.88$ ,  $b = 0.97 \pm 0.016$ ,

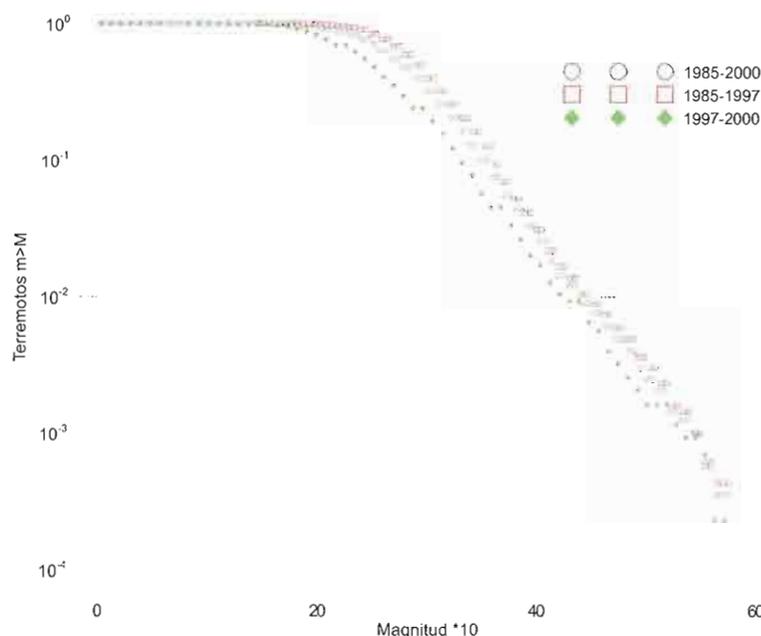
Calidad de la regresión:  $\rho = 0.9952 \pm 0.016$ , Durwin-Watson = 0.502

Claramente se observa una diferencia apreciable entre los comportamientos registrados, lo que supone que al disminuir el parámetro b aumenta la relación del número de terremotos grandes respecto al número de pequeños.

De los resultados obtenidos sobre la magnitud mínima para cada tramo se tomará el promedio de las mismas como magnitud de corte a partir de la cual, dado que los datos son insuficientes, según los estadísticos de la muestra, éstos no se comportan según la ley de G - R. Este valor es una magnitud de 2.2.

Diversos trabajos se han centrado en analizar variaciones del valor del parámetro b con el tamaño de los terremotos (Pacheco *et al.*, 1992; Okal y Romanowicz, 1994; Kagan, 1997). En primer lugar, estos autores distinguen los terremotos grandes de los pequeños en función de si rompen o no en superficie (magnitud supe-

Figura 7.8. Representación gráfica de la ley de G-R, a los 10.755 datos preseleccionados repartidos en los dos periodos, de 1985 a 1997 y de 1997 al 2000, y sobre todo el intervalo temporal considerado (del 1985 al 2000).



rior o igual a 6), y la longitud de ruptura  $L$  es similar a la anchura de la ruptura  $W$ . El momento sísmico liberado en los terremotos pequeños escala de forma diferente con la longitud de ruptura frente a los terremotos grandes (Kanamori y Anderson, 1975).

Pacheco *et al.* (1992), explica esta variación en la liberación de energía en función del tamaño de los terremotos, mediante un sesgo en la ley de Gutenberg y Richter. Este sesgo se produce por la falta de homogeneidad en la detección de los tamaños de los terremotos de la red. Además la saturación de la medida que aparece en la medición de grandes terremotos disminuye el valor de la magnitud registrada y que aparece en los catálogos.

Estos autores explican este comportamiento mediante una ruptura, un cambio en la autosimilitud de las fallas en función de su geometría: o bien la relación entre la longitud de rotura y la profundidad de la superficie de ruptura, o bien la relación entre la anchura y la longitud de la ruptura.

Sin embargo, es más razonable explicar este cambio o sesgo en la ley de Gutenberg y Richter a partir del análisis de la *estacionariedad* del proceso sísmico para poder afirmar que la tasa terremotos *pequeños / grandes* está sesgada, amén que el valor del parámetro  $b$  no es homogéneo en todas las situaciones tectónicas. Por otro lado, si se opera con el valor de  $M_0$ , parece difícil que haya problemas de saturación de la señal puesto que es un parámetro de la fuente.

Okal y Romanowicz (1994) señalan que la curvatura que muestra la ley de Gutenberg y Richter, en función del intervalo de tamaño de la serie sísmica analizada, incrementa el valor del parámetro  $b$  hasta dos tercios entre los terremotos

pequeños ( $m < 5$ ) y los grandes. Explican este comportamiento indicando la necesidad de explicar el proceso geológico responsable de la sismicidad, al cual responsabilizan directamente. Además, cuando el salto de falla coincide con la anchura de la superficie de ruptura, modelo simétrico, aparece un aumento del valor de  $b$ , mientras que el modelo que presenta una longitud de ruptura  $L$  mayor que la anchura (asimétrico), muestra un valor más bajo (Romanowicz y Rundle, 1993).

El análisis del valor de  $b$  obtenido sobre el catálogo de Harvard indica que este catálogo favorece un modelo en el que  $L$  y  $W$ , dimensiones del área de ruptura, son similares (simétrico), donde el valor de  $b$  medido para conjuntos representados por  $m_b$  se encuentra entre 1.35 y 2.0, mayor que para datos representados mediante  $M_s$  (Okal y Romanowicz, 1994). En este trabajo se ha obtenido una variación de  $b$  para  $m_b$  entre 1,19 y 1,27, mientras que para  $M_s$  entre 0,78 y 0,84. Estos autores también calculan el parámetro  $b$  para series sísmicas relacionadas con la geometría de la falla mediante el tensor de esfuerzos concluyendo que los terremotos de fallas normales presentan un valor de  $b$  más alto.

Según la interpretación estadística, implica que provocan una tasa mayor entre terremotos grandes frente a terremotos pequeños y medianos, aunque señalan que es algo precipitado concluir esto debido a la escasez del registro temporal.

Mogi (1979) demuestra que la distribución de magnitudes de los terremotos registrados es diferente entre zonas de alta y de baja latitud, situando la frontera entre ambas zonas en latitud  $40^\circ\text{N}$  y  $40^\circ\text{S}$ , o bien  $38^\circ\text{N}$ ,  $38^\circ\text{S}$  para incorporar la secuencia Chilena de 1960 en el grupo de alta latitud (Utsu, 1999).

En general, de las publicaciones más relevantes sobre la variabilidad espacial del parámetro  $b$  destacan las de Ogata *et al.* (1991), Frohlich y Davis (1993), Karnik y Klima (1993), Okal y Kirby (1995) y Wyss *et al.* (1997); y sobre la variabilidad temporal del parámetro  $b$  Smith (1986), Imoto (1987), Ogata y Abe (1991) Trifu y Shumila (1996). El trabajo de Frohlich y Davis (1993) demuestra que el valor del parámetro  $b$  es mayor para el conjunto de terremotos debidos a fallas normales (mecanismo focal normal).

### VII.3.2. Estudio de los errores de localización temporal RMS y espacial ERH

El comportamiento de los errores temporales RMS es muy semejante en los dos periodos considerados; no obstante, no ocurre así para los errores espaciales ERH (figura 7.9). Esta afirmación puede corroborarse si se interpretan los estadísticos correspondientes a cada error, comparándose un periodo con otro (tabla 7.2). El uso de estos estadísticos sólo pretende dar una idea de cómo las correspondientes funciones de distribución sufren un desplazamiento hacia valores superiores de la variable aleatoria cuando se pasa del primer periodo al siguiente, lo que permite poner en evidencia la peor calidad de los datos durante esta segunda época. Este hecho supondrá un detri-

mento en el número final de sismos considerados como útiles durante el tramo 1997 - 2000 ya que muchos de ellos (en proporción comparativa al tramo 1995 - 1997), están recogidos con unos errores superiores a los admisibles.

Figura 7.9. a) Evolución temporal de los errores RMS para los 10.755 datos. b) Evolución temporal de los errores ERH para los 10755 datos

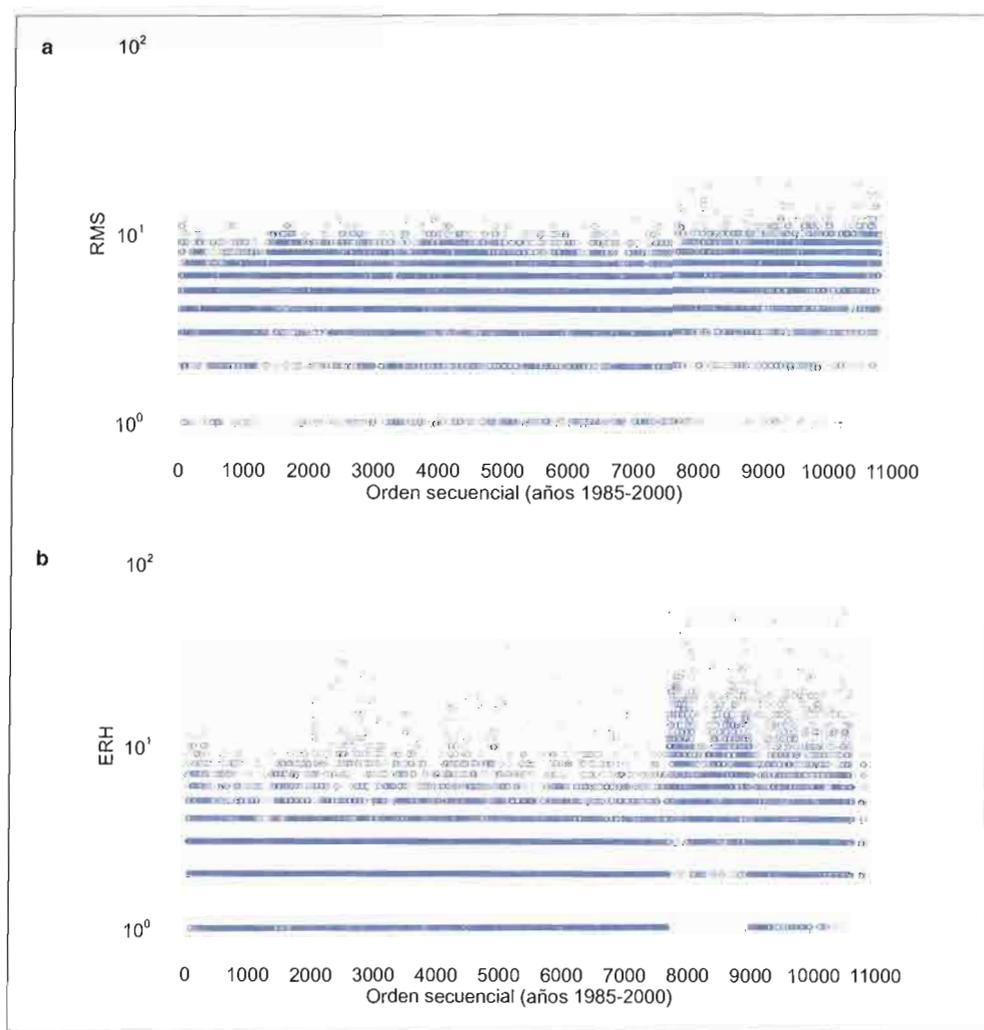


Tabla 7.2. Estadísticos univariantes de los errores RMS y ERH según los periodos de muestreo

Estadístico	RMS			ERH		
	1985-2000	1985-1997	1997-2000	1985-2000	1985-1997	1997-2000
Media	5.64	5.29	6.52	3.96	2.99	6.37
Mediana	6	5	7	3	2	5
Mínimo	0	0	0	0	0	0
Máximo	44	14	44	100	53	100
Varianza	5.26	4.46	6.15	14.99	5.36	30.64
Desv. Std.	2.29	2.11	2.48	3.87	2.31	5.53
Sesgo	0.81±0.023	0.06±0.027	1.80±0.043	4.73±0.023	4.15±0.027	3.72±0.043
Kurtosis	8.93±0.04	-0.45±0.05	20.57±0.08	56.57±0.04	45.86±0.05	35.65±0.08

A propósito del ERH y, en primer lugar, con respecto a los valores de la media, comparativamente con la global (de 1985 a 2000) son mucho más próximos a éste durante el primer periodo que durante el segundo, que aún siendo más corto (y con menos datos) su media aumenta considerablemente. Además este hecho se refleja en la mediana, dado que el rango de valores ha aumentado de un valor de 53 km hasta un valor de 100 km, con una dispersión en los valores más que considerable frente al periodo anterior. El sesgo de la función de distribución es un indicador de la asimetría de la misma. Si se analiza este parámetro sobre las funciones de distribución obtenidas, se puede afirmar que tanto la moda como los valores para el periodo 1997-2000 aumentan, extendiéndose la cola de la distribución hacia valores mayores. De esta forma, al desplazarse la moda hacia valores más altos, la asimetría debe disminuir, como efectivamente ocurre de un periodo a otro en el ERH, reduciéndose el valor del sesgo.

A la vista de estos resultados estadísticos (figura 7.10) se sugiere que se restrinjan los valores de ERH a un valor máximo de 10 km, valor para el cual se encuentran una gran parte de los datos del periodo 1985 – 1997. Se eliminarán aquellos que en el periodo siguiente poseen un error de localización considerable.

No es equivocado suponer que bajo las mismas condiciones una estación detecta mejor un sismo cuanto mayor sea su magnitud, lo cual traducido a toda la red permite aseverar que aquellos terremotos de baja magnitud pueden poseer un error de localización elevado y recíprocamente. Para confirmar esta afirmación se presenta un estudio sobre las correlaciones univariantes entre los errores y las magnitudes de los 10.755 terremotos, mediante la obtención de los diferentes histogramas bivariantes (figura 7.11).

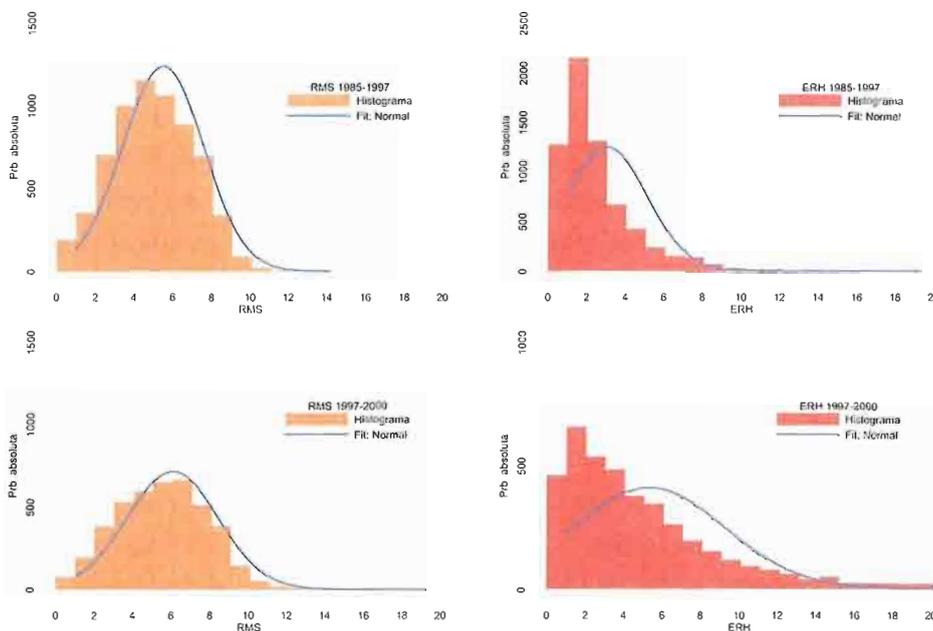
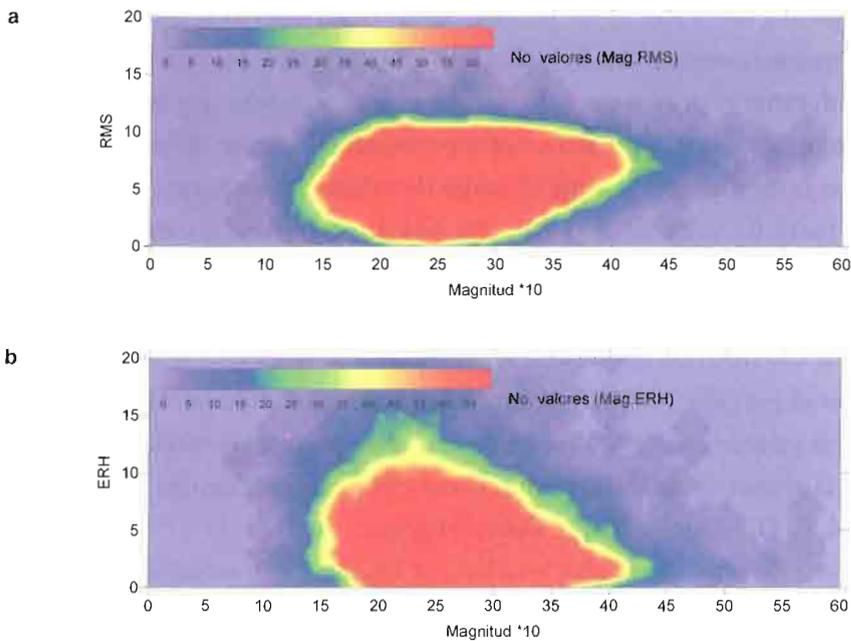


Figura 7.10. Estimadores de las funciones de densidad de probabilidad para los errores RMS y ERH sobre los dos periodos considerados

Figura 7.11.  
Distribuciones  
bivariantes entre,  
A) RMS y mag-  
nitud, B) ERH y  
magnitud.  
Valores elevados  
de la probabili-  
dad se presentan  
en rojo



La interpretación efectuada sobre estos histogramas (figura 7.11), sugiere que el comportamiento es como se ha mencionado, tal que las magnitudes bajas, en general alrededor de magnitudes entre 1.5 y 3 son las que poseen errores de localización más altos, centrándose la moda alrededor de 2.1 a 2.3. Por ello se considera que al hacer la eliminación de los datos con ERH > 10 km, y si se tiene en cuenta que, a tenor del estudio sobre la Ley de G-R anterior, también se suprimirán aquellos cuya magnitud se encuentra por debajo de 2.2, los sismos más probables, los que se encuentran en las celdas rojas y azul oscuro, no son eliminados.

El análisis que a continuación se presenta, aunque no proporcionará información alguna sobre criterios adicionales para filtrar la base de datos, permitirá identificar la áreas sobre las que, aún habiendo desestimado aquellos datos que daban lugar a valores anormalmente altos de ERH y que contribuyen a introducir ruido sobre la base neta, se mantienen con los valores más altos y próximos a los límites del filtrado. Dichas regiones definen las zonas donde la red sísmica no identifica eficientemente los terremotos acaecidos. Se denominará pues a éstas áreas de sombra, o áreas no cubiertas eficientemente, siendo aquellas que se encuentran con valores altos de error, antes del filtrado y con valores próximos al límite de filtrado, después.

Para su obtención se ha definido un criterio de operación booleana entre imágenes, cuyo resultado proporciona las regiones con valores comunes entre las imágenes. Se tratará entonces de una operación lógica de tipo .AND. entre los pixeles de cada imagen. De esta forma, si, para un punto, o pixel en particular, que posee un valor estandarizado alto de ERH, y además, para todo el periodo considerado de 1985 a 2000, y para cada periodo particular, de 1995 a 1997, y de 1997 a 2000,

se encuentra en este pixel también un valor alto, entonces se define a éste como perteneciente a un área de sombra.

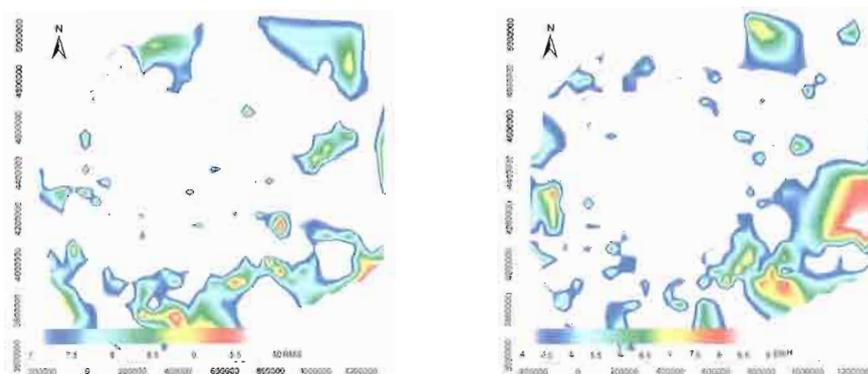
Como se ha mencionado, este análisis no tiene como objeto una depuración adicional de la base de datos disponible, sino que proporciona una herramienta para el control de la calidad de los datos obtenidos por la red de detección, identificando las zonas que presentan valores elevados de ERH, tanto antes como después del filtrado. Es precisamente en esas zonas de ERH elevado (a las que denominaremos áreas de sombra) donde la red no detecta de forma adecuada la localización de los sismos, siendo por tanto estas áreas de sombra las que introducen mayor ruido en la localización espacial de los sismos y que han de tenerse en cuenta a la hora de la interpretación sismotectónica.

Para determinar la situación de las áreas se necesita comparar datos de ERH. Aquellas regiones que tengan valores de ERH altos tanto antes como después del filtrado, serán consideradas como áreas de sombra. Para llegar a obtener un mapa de áreas de sombra necesitamos partir de los mapas de ERH, si entre estos mapas efectuamos una operación lógica tipo AND, en el mapa resultante tendremos las áreas con valores de ERH siempre bajos o siempre elevados y por tanto tendremos identificadas las zonas de sombra. De forma más concreta, para la obtención de los mapas de sombra, primero se estandarizaron los valores de ERH en cada uno de los seis mapas, para que los valores fueran comparables entre todos ellos, a continuación se efectuó la operación AND con una tolerancia determinada, de manera que con un valor bajo de ésta, sólo se aceptaran valores extremadamente parecidos de ERH, con lo cual el mapa resultante reflejará sólo las zonas de sombra más significativas. A medida que se aumenta la tolerancia, irán apareciendo zonas de sombra menos severas (figuras 7.12a y b).

Como se aprecia en las imágenes, hay zonas bastante extensas donde los terremotos están sistemáticamente mal localizados por una cobertura inadecuada de la red, las zonas donde hay áreas de sombra más significativas son:

- Golfo de Cádiz
- Évora (Portugal)
- Cabo de San Vicente
- Costa de Lisboa
- Norte y costa de Marruecos
- Norte y costa de Argelia
- Frontera León-Galicia
- Norte de Burgos
- Murcia
- Norte de la frontera con Francia
- Este y Sudeste de Mallorca

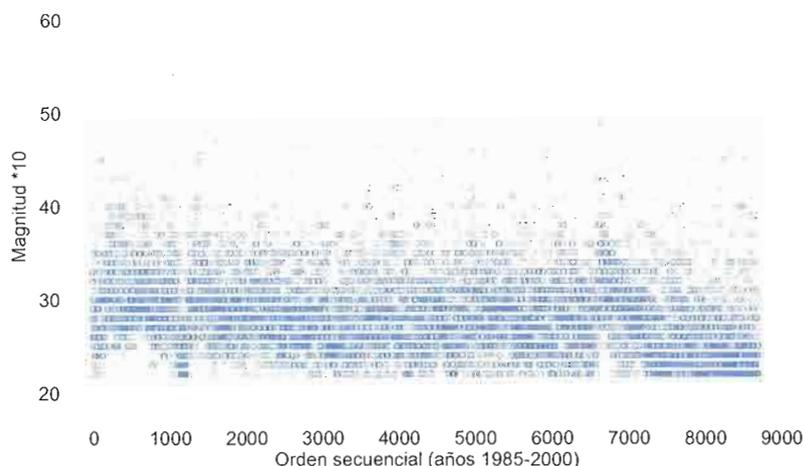
Figura 7.12. Localización geográfica de las áreas de sombra sobre el área de la Península Ibérica, para la base de datos del IGN seleccionada



### VII.3.3. Selección sobre la base de datos sísmicos del IGN

El conjunto de datos epicentrales a los que se ha aplicado la metodología descrita en los párrafos anteriores consta de 8.732 sismos entre las fechas 07/01/1985 al 15/10/2000, con una magnitud  $m_b$  mínima de 2.2, siendo el parámetro  $b$  de ajuste de la ley de Gutenberg y Richter de 1.1 y con un error de localización en el plano (ERH), menor de 10 km (figura 7.13). Este procede de una base de 20.235 datos proporcionada por el IGN, sobre la que se ha realizado un proceso de filtrado. Los criterios aplicados son: año igual o superior a 1985 y área de trabajo comprendida entre las coordenadas UTM Xmin: -263695, Xmax: 1347356, Ymin: 3561905, Ymax: 5172956: A partir del año 1985 resulta posible realizar una apropiada ubicación de los terremotos, con cierta confianza, dentro del área de interés considerada para este estudio. Del conjunto resultante de sismos considerados a partir de 1985, que suponen un total de 11.503 datos, se han seleccionado aquellos que se encuentran dentro de la mencionada ventana, resultando una base de 11.008 datos. De estos 11.008 datos se eligen aquellos que presentan todos los parámetros (campos de la base relevantes) completos, dando lugar a un total de 10.755.

Figura 7.13. Distribución secuencial de las magnitudes para los 8.732 eventos seleccionados



Estudio del parámetro  $b$  de la ley de Gutenberg – Richter: sobre la función de probabilidad empírica  $F(M) = \text{Prob}[M \leq m]$ , se estudia el comportamiento semi-logarítmico que dicta la ley de Gutenberg - Richter:  $\text{Log } N[M > m] \propto -bM$ . De los resultados obtenidos sobre la magnitud mínima para cada tramo se tomará el promedio de las mismas como magnitud de corte a partir de la cual, dado que los datos son insuficientes, según los estadísticos de la muestra, éstos no se comportan según la ley de G - R. Este valor es una magnitud de 2.2. Los valores recogidos del parámetro  $b$  (sobre la figura 7.14), de la ley de Gutenberg – Richter se mantienen dentro de los valores apropiados para la sismicidad reconocida para el territorio español, comparativamente con los de la figura 7.8.

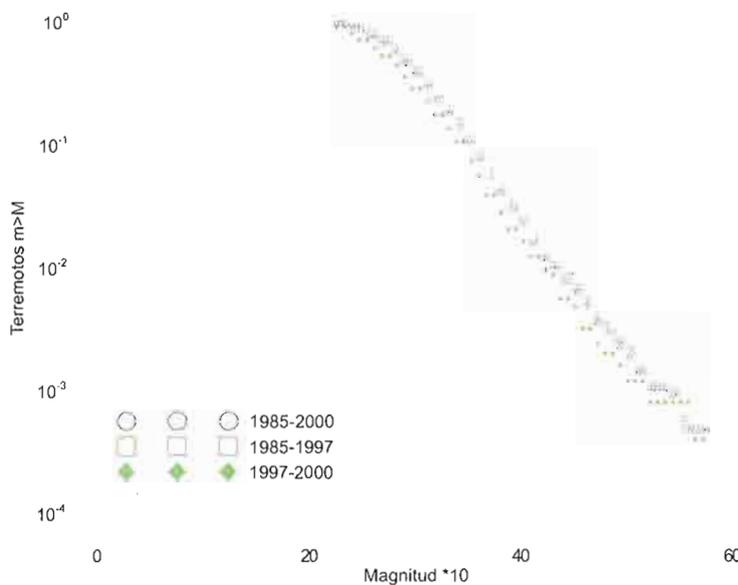


Figura 7.14.  
Representación gráfica de la ley de G-R, para los datos seleccionados de la base sísmica del IGN, repartidos en los dos periodos, de 1985 a 1997 y de 1997 a 2000, y sobre todo el intervalo temporal considerado (de 1985 a 2000)

Sobre los 8.732 datos del año 1985 a 2000 ○

Parámetros del ajuste:  $M_{\min} = 2.48$ ,  $b = 1.14 \pm 0.013$ ,

Calidad de la regresión:  $\rho = 0.9980 \pm 0.011$ , Durwin-Watson = 0.390

Sobre los 7.138 datos del año 1985 a 1997 □

Parámetros del ajuste:  $M_{\min} = 2.53$ ,  $b = 1.17 \pm 0.013$ ,

Calidad de la regresión:  $\rho = 0.9982 \pm 0.011$ , Durwin-Watson = 0.747

Sobre los 1.594 datos del año 1997 a 2000 ◆

Parámetros del ajuste:  $M_{\min} = 2.28$ ,  $b = 1.01 \pm 0.022$ ,

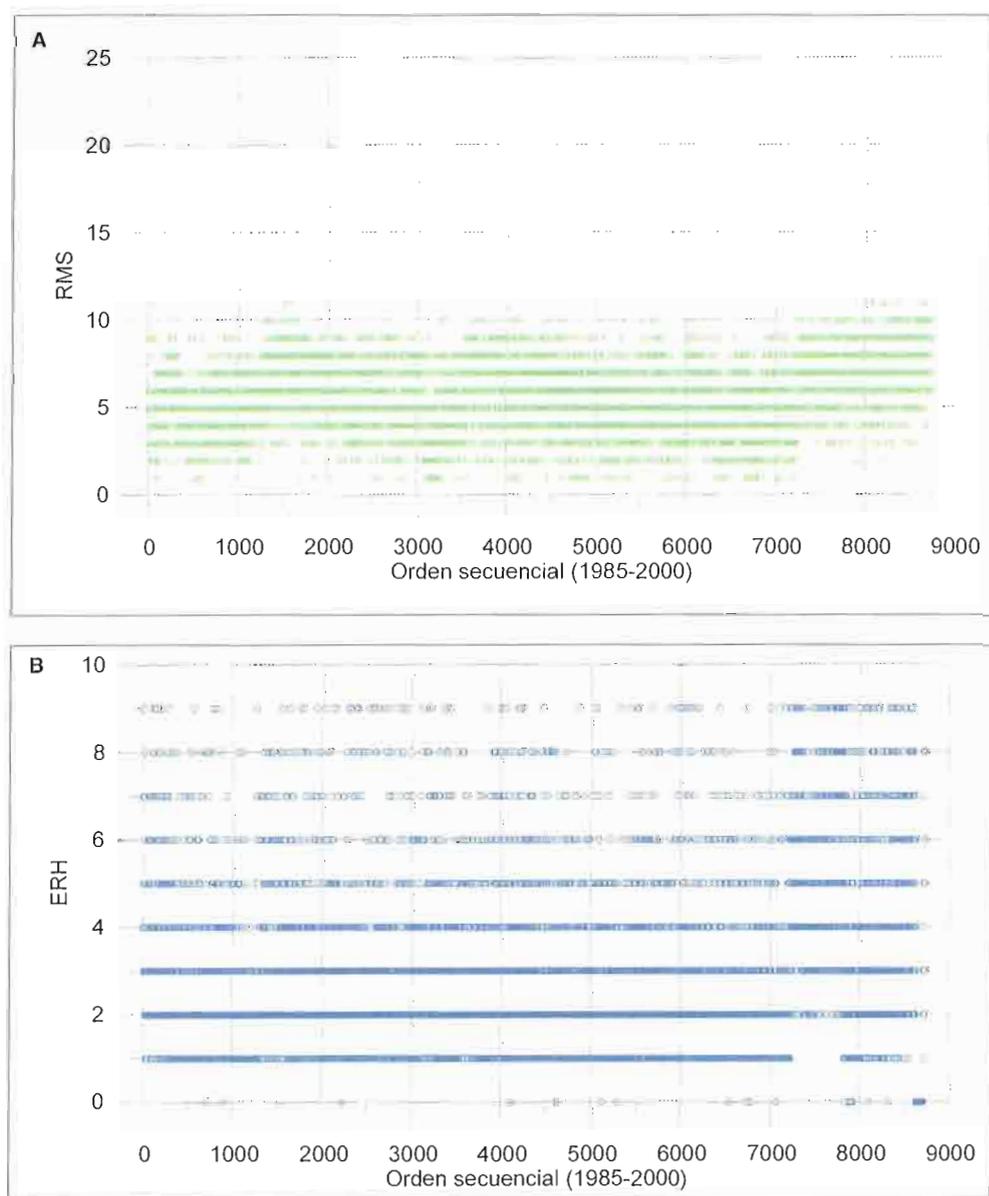
Calidad de la regresión:  $\rho = 0.9924 \pm 0.021$ , Durwin-Watson = 0.0334

Estudio del comportamiento de los errores RMS y ERH: Se observa que si bien el comportamiento de los errores temporales RMS es muy semejante en los dos periodos considerados, no ocurre así para los errores espaciales ERH (figura 7.15).

Esta afirmación puede corroborarse si se interpretan los estadísticos correspondientes a cada error (tabla 7.3), comparándose un periodo con otro. Según los estadísticos univariantes, y de las funciones de distribución se induce que los valores de ERH se limiten a un valor máximo de 10 km, valor para el cual se encuentran una gran parte de los datos del periodo 1985 – 1997, y se eliminarán aquellos que en el periodo siguiente poseen un error de localización considerable. Por ello se considera que al hacer la eliminación de los datos con  $ERH > 10$  km, también se suprimirán aquellos cuya magnitud se encuentra por debajo de 2.2.

Tras la aplicación de estos filtros, la distribución geométrica, georreferenciada sobre sistema de coordenadas UTM, de los sismos seleccionados se presenta en la figura 7.16.

Figura 7.15. A) Evolución temporal de los errores RMS para los 8.732 datos. B) Evolución temporal de los errores ERH para los 8.732 datos seleccionados



Estadístico	RMS			ERH		
	1985-2000	1985-1997	1997-2000	1985-2000	1985-1997	1997-2000
Media	5.62	5.35	6.82	3.06	2.81	4.15
Mediana	6	5	7	3	2	4
Mínimo	0	0	0	0	0	0
Máximo	24	14	24	9	9	9
Varianza	4.85	4.37	5.23	3.82	3.06	5.70
Desv. Std.	2.20	2.09	2.29	1.95	1.75	2.38
Sesgo	0.24±0.026	0.04±0.028	0.62±0.061	1.12±0.026	1.35±0.028	0.24±0.061
Kurtosis	0.93±0.052	-0.46±0.05	4.34±0.122	0.77±0.052	1.68±0.058	-0.72±0.12

Tabla 7.3.  
Estadísticos univariantes de los errores RMS y ERH, según los periodos de muestreo, tras el filtrado propuesto

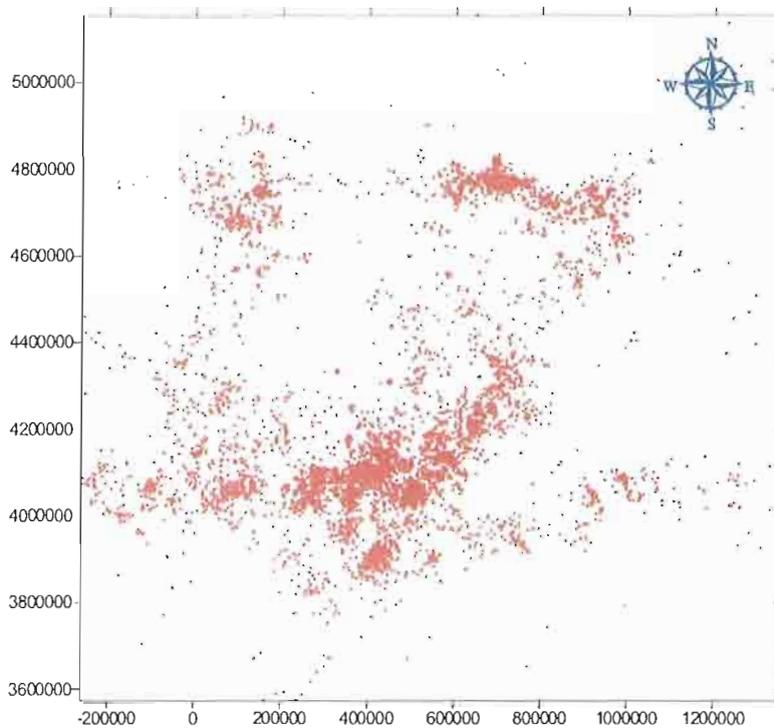


Figura 7.16.  
Conjunto de 8.732 epicentros que constituyen la base sísmica extraída y utilizada en los análisis que se practicarán en este proyecto

#### VII.4. ESCALA ÓPTIMA DE SEGMENTACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD

En ciertas situaciones, habitualmente relacionadas con el análisis y la caracterización geoestadística del medio geológico para su posterior modelación estocástica, o por el simple hecho de realizar un estudio sobre la variabilidad espacial de los epicentros, etc., es necesario que ésta se determine como una función estocástica de la posición  $\lambda(\mathbf{x})$ . Como en la práctica resulta imposible definir su valor para las infinitas posiciones  $\mathbf{x}$  del espacio, ya sea porque los datos no se detectan a todas las escalas o porque su cálculo sobre todos los puntos es computacionalmente inalcanzable, debe procederse a la discretización espacial de esta función.

De esta manera, los puntos discretos  $x_i$  sobre los que se realiza el cálculo se encuentran agrupados en elementos o celdas (en principio cuadradas, lo que no quita que puedan ser de otra topología) de lado  $\varepsilon$  (supuesto éste igual para todas las celdas, aunque lo que a continuación se expone también pudiera resolverse mediante un proceso de descomposición por *quadrees*), con un valor asociado  $\lambda(x_i) = \lambda_i$ , promedio del que poseen los puntos recogidos en su interior. La asignación del correspondiente valor de la densidad o intensidad, en definitiva de la medida de soporte geométrico, sobre cada celda se calcula a partir de una relación entre una magnitud asociada a la geometría (cuantía de epicentros, magnitud de cada uno de ellos, etc.) y el tamaño de la discretización espacial o el tamaño de la muestra. La necesidad que imponen algunas técnicas de análisis de las nubes de epicentros como procesos estocásticos de puntos de aplicar una discretización del espacio, supone que debe conocerse a qué escala  $\varepsilon$  éste se ha de subdividir o particionar, lo cual no suele conocerse a priori.

Si la escala  $\varepsilon$  adoptada es demasiado pequeña, aparecen notables diferencias entre celdas contiguas con los consiguientes huecos (fenómeno denominado lacunaridad) en la distribución espacial de esa medida  $\lambda_i$ , pérdida de regularidad y de precisión. La evaluación a una escala muy pequeña necesita una buena calidad de localización de las coordenadas epicentrales, lo que es muy complejo, especialmente si no se dispone de una metodología y una red que por igual (con el mismo error) los detecte y localice; o si el área de estudio es muy amplia y el flujo sísmico produce agrupaciones o *clusters*. Por el contrario, si la escala es demasiado grande, la información se promedia sobre grandes zonas, haciendo difícil el estudio de la irregularidad del flujo sísmico, al perderse mucha información del detalle recogido durante el muestreo.

Para el estudio de esta escala óptima de discretización, también conocida en otros ámbitos como escala de segmentación, se ha diseñado un procedimiento basado en el examen del comportamiento de la denominada entropía de configuración o estándar en función de la escala. Si se conoce una distribución de forma continua, designada ésta por  $f(z)$  (función de densidad de probabilidad de las configuraciones  $z$  del sistema), la entropía de información del sistema se define como:

$$H = - \int z \log f(z) dz \quad \text{ecuación [7.70]}$$

según la teoría de la información de Shanon. Cuando la distribución de configuraciones es discreta, como el número de configuraciones posibles es finito, la integral se transforma en un sumatorio:

$$H = - \sum_{i=1}^{nc} p_i \log p_i \quad \text{ecuación [7.71]}$$

para un sistema con  $nc$  configuraciones, de probabilidad  $p_i$ , no nula, cada una.

Si se considera que el número de configuraciones posibles depende de la escala  $\varepsilon$  en la que se muestrean, entonces la distribución de probabilidad cambiará para cada escala. De esta forma, la entropía se hace también dependiente de la escala:

$$H(\varepsilon) = - \sum_{i=1}^{nc} p_i(\varepsilon) \log p_i(\varepsilon) \quad \text{ecuación [7.72]}$$

siendo  $nc$  el número de configuraciones del sistema a la escala  $\varepsilon$ . Por ejemplo, supóngase una configuración en la que las medidas sean equivalentes (eventos equiprobables), entonces la entropía es la máxima que puede alcanzarse:  $H_{\max}(\varepsilon)$ , dependiendo ésta del tipo de sistema que se trate y de la medida de probabilidad aplicada.

Se define la entropía de configuración o relativa (Shanon, 1948) como el tanto por uno que posee la entropía de un sistema frente a la máxima que puede tener, es decir cuando las  $nc$  configuraciones posibles poseen la misma probabilidad:

$$H^*(\varepsilon) = H(\varepsilon)/H_{\max}(\varepsilon) \quad \text{ecuación [7.73]}$$

La función  $H^*(\varepsilon)$  posee un máximo en una escala  $\varepsilon^*$ , denominada escala de entropía óptima. Dicha escala es aquella para la cual los datos proporcionan la mayor cantidad de información y, por lo tanto, a la que deben ser analizados. De esta manera la búsqueda de esta escala se traduce en encontrar aquella para la que el sistema se aproxime más a uno con distribución uniforme; es decir la escala para la cual la información que proporciona la distribución de la medida es la que es menos redundante, definiéndose la redundancia como:

$$R(\varepsilon) = 1 - H^*(\varepsilon) \quad \text{ecuación [7.74]}$$

El encontrar la escala apropiada de discretización implica adoptar una solución de compromiso para el tamaño de las celdas, de tal forma que, siendo un tamaño grande no promedie excesivamente, manteniendo el grado de irregularidad espacial; y siendo un tamaño pequeño, que no exija una calidad de muestreo, un coste computacional difícilmente alcanzable con los recursos disponibles y una irregularidad impropia de la densidad.

En la práctica, la estimación de esta escala suele hacerse manualmente, ponderando los pros y los contras de tomar una escala mayor o menor, comparándose el error cometido en los análisis de variabilidad, para una serie de escalas entre las cuales se encuentra la considerada como óptima. Existe una relación empírica entre ésta y un percentil de la función de distribución de distancias entre puntos. Como puede entenderse, esta forma de proceder resulta poco robusta y laboriosa, notablemente por su empirismo.

La metodología alternativa que aquí se propone, y que permite superar los inconvenientes de la aproximación manual de la escala, se basa en la búsqueda semi-automática de ésta para la que se encuentra el máximo de la entropía asociada a la distribución de densidad o intensidad de epicentros.

Para calcular la escala de máxima información  $\varepsilon^*$ , se hace un estudio del comportamiento cóncavo que tiene la entropía de configuración en un intervalo de esca-

las  $\varepsilon^* \in [\varepsilon_{\min}, \varepsilon_{\max}] \subset [0, +\infty]$ . En la práctica, la cota superior de este intervalo corresponde con la longitud del menor lado que limita el área de estudio, para la que:  $H^{p*}(\varepsilon) = 0$ . La cota inferior puede tomarse, como se comentó anteriormente, en relación con la mínima distancia entre puntos. Una vez la entropía relativa alcance el máximo, la escala correspondiente se asigna a  $\varepsilon^*$ :

$$H^{p*}(\varepsilon) \Big|_{\max} = H^{p*}(\varepsilon^*) \quad \text{ecuación [7.75]}$$

En este estudio, el comportamiento de muestra una fuerte dependencia con el número de datos, esto es, con el número de elementos en los que se discretiza el área de estudio (Goltz, 1997), mientras que  $\varepsilon^*$  es mucho más robusta, influenciada por los posibles efectos de lacunaridad en la medida. Gracias a la precisión con la que esta escala puede obtenerse, incluso pequeñas diferencias en los máximos pueden considerarse como muy significativas en las características de los datos de partida, aunque éstos sean muy parecidos.

#### VII.4.1. Una medida de soporte geométrico epicentral

Cuando el sistema se considera formado exclusivamente por el conjunto geométrico de epicentros, para los que solamente se considera su posición geométrica en la superficie, las probabilidades de las configuraciones del sistema que corresponden con las medidas que pueden definirse, dependen del soporte discreto de ésta, para un caso bidimensional. En esta situación supóngase que el número de estados posibles es  $n_c$  y que la medida que se define es  $\mu_i^p$ ; bajo estas condiciones la entropía para la nube de puntos es de la forma:

$$H^p(\varepsilon) = - \sum_{i=1}^{n_c} \mu_i^p(\varepsilon) \log \mu_i^p(\varepsilon) \quad \text{ecuación [7.76]}$$

Ahora bien, dependiendo del soporte de la medida, pueden definirse diferentes tipos de medida, algunas probabilísticas y otras no, dependiendo del tipo de datos que se estén analizando. El sumatorio se efectúa sobre las  $n_c$  configuraciones que contienen medida no nula  $\mu_i^p \neq 0$ , (por convenio, las celdas de medida nula proporcionan una entropía nula). Establecida la entropía que se calcula para cada escala, por hacer comparables los resultados entre diferentes áreas, se determina la entropía de configuración o relativa para la medida adoptada:

$$H^{p*}(\varepsilon) = H^p(\varepsilon) / H_{\max}^p(\varepsilon) \quad \text{ecuación [7.77]}$$

#### VII.4.2. Una medida de soporte geométrico epicentro-energética.

Hasta ahora, los análisis hechos sobre la distribución de sismos en el área de estudio tan sólo tenían en cuenta la distribución espacial de éstos y en ningún caso

se consideraba el “tamaño” de los eventos, sino que se le asignaba el mismo peso a todos y cada uno de ellos.

Parece lógico, como siguiente paso en el análisis de los datos sísmicos, introducir en el estudio los datos de magnitud, de manera que los eventos pasen de ser considerados como puntos, etiquetados con un valor de magnitud asociado a cada uno de ellos. La manera de introducir este nuevo dato en nuestro análisis pasa por definir una nueva medida que pondere el aporte de cada elemento según su magnitud, de tal manera que la contribución a la masa del conjunto de un evento pequeño sea menor que la de un evento mayor.

Esta nueva medida debe cumplir, asimismo, ciertas propiedades que se vieron en el apartado de “asignación de una medida de soporte sísmico” para poder ser utilizada con las técnicas de análisis de entropía de configuración, a saber: debe cumplir las propiedades de medida, y debe ser medida de probabilidad, lo cual implica:

$$\sum_{i=1}^n \mu_i = 1$$

$$\mu_i \in [0, 1]; \forall i=1, \dots, n$$

donde  $n$  es número de eventos

La nueva medida, además de cumplir los anteriores requisitos, debe tener significado físico, de forma que los resultados obtenidos sean verdaderamente útiles. Para definir esta nueva medida, se sabe que la magnitud de un sismo es proporcional al logaritmo de la energía liberada, según Richter (1956), Kanamori y Anderson (1975). Si se pondera la energía liberada en cada sismo con la energía total de todos los eventos, se tendrá definida la medida asociada a cada evento, es decir:

$$\mu_i^c = \frac{\sum_{k=1}^{np} I_1(k) \cdot 10^{2,4m_{b,k}-1,2}}{\sum_{j=1}^{np} 10^{2,4m_{b,j}-1,2}} \quad \text{ecuación [7.78]}$$

para la energía expresada en julios (Herraiz, 1997) y  $m_{b,j}$  la magnitud de Richter para cada  $j$ -ésimo epicentro. Esta nueva medida además permitirá extraer datos extremadamente útiles tales como la energía liberada por unidad de área, así como identificar las zonas donde se libera mayor energía para un número reducido de eventos. Se trata, por tanto, una medida de energía distribuida, no sólo una medida de distribución geométrica, como las anteriores.

#### VII.4.3. Determinación de la escala óptima sobre la base de datos sísmicos del IGN

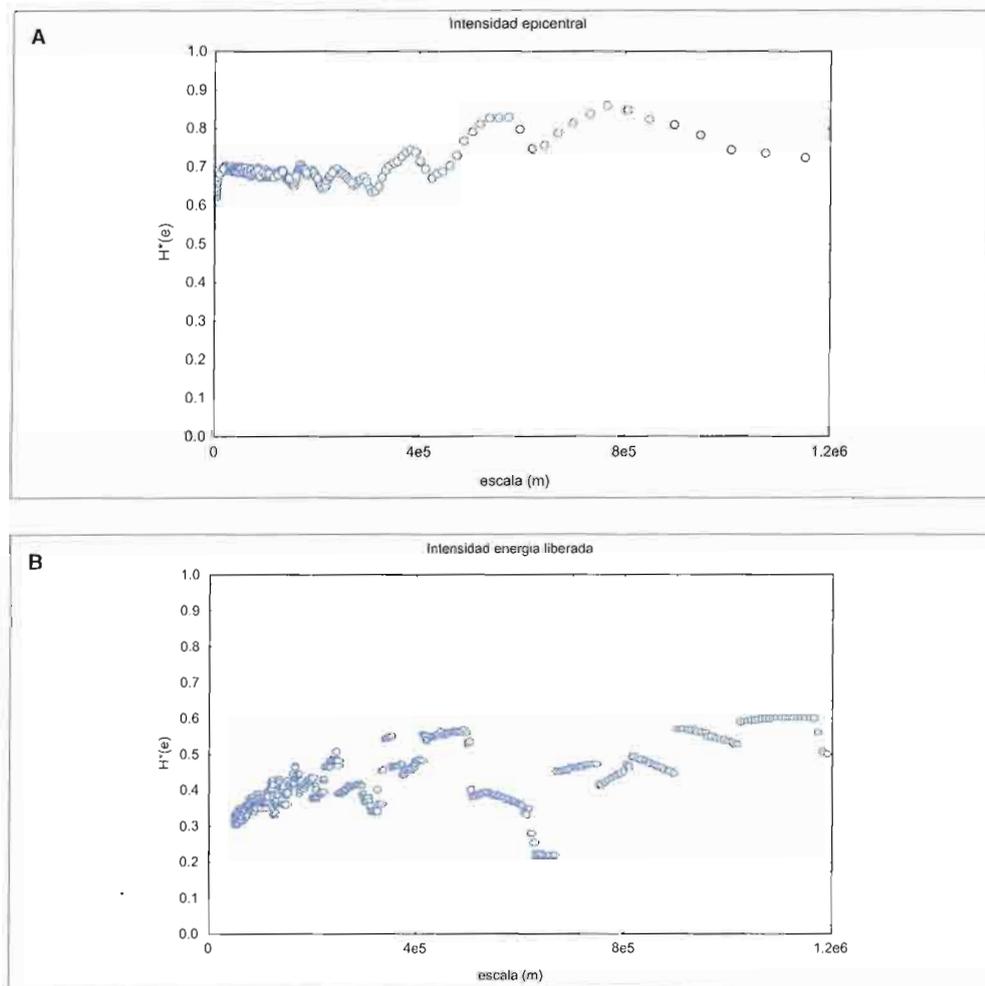
La metodología anteriormente expuesta, y que hemos denominado *Scaling Entropy Analysis* o SEA (Análisis con la Escala de la Entropía), ha sido aplicada para determinar la escala óptima, en el sentido de la información, de muestreo de la distribución de sismos resultante de filtrar la base de datos del IGN. De esta forma es posible pasar de un campo estocástico de puntos sobre el plano  $\mathbb{R}^2$ , a una función de medida probabilística cuyo soporte geométrico es el

campo de epicentros de los eventos seleccionados tal y como se ha descrito en el epígrafe 7.3.3.

Para ello, resumidamente, se realiza un estudio del comportamiento de la entropía de configuración según la escala de muestreo para detectar el máximo de la misma. Donde se encuentre dicho máximo se determina su correspondiente escala, que será la de máxima información y mínima redundancia. La escala obtenida para el campo de epicentros es de 22 km aproximadamente.

Es, sobre la entropía estándar calculada (curvas A y B en la figura 7.17), donde se determina que la escala de máxima información, donde se ubica el primer máximo, es a los 22 km aproximadamente para la medidas definida sobre el soporte geométrico epicentral y de 168 km para la medida de soporte geométrico epicentro-energético. Es la primera escala de 22 km la escala utilizada a posteriori para el diseño de los mapas (campo de la función estocástica o variable regionalizada) de intensidad de epicentros y de densidad de energía sísmica, en la figura 7.18 (A para la intensidad epicentral y B para la densidad sísmica energética) debido a que es la que viene definida por el soporte puntual de cada una de las dos medidas.

Figura 7.17. Curvas de entropía estándar en función de la escala de segmentación resultado del análisis SEA, utilizando una medida probabilista de soporte geométrico epicentral en A, y utilizando una medida probabilista de soporte geométrico epicentro-energético en B



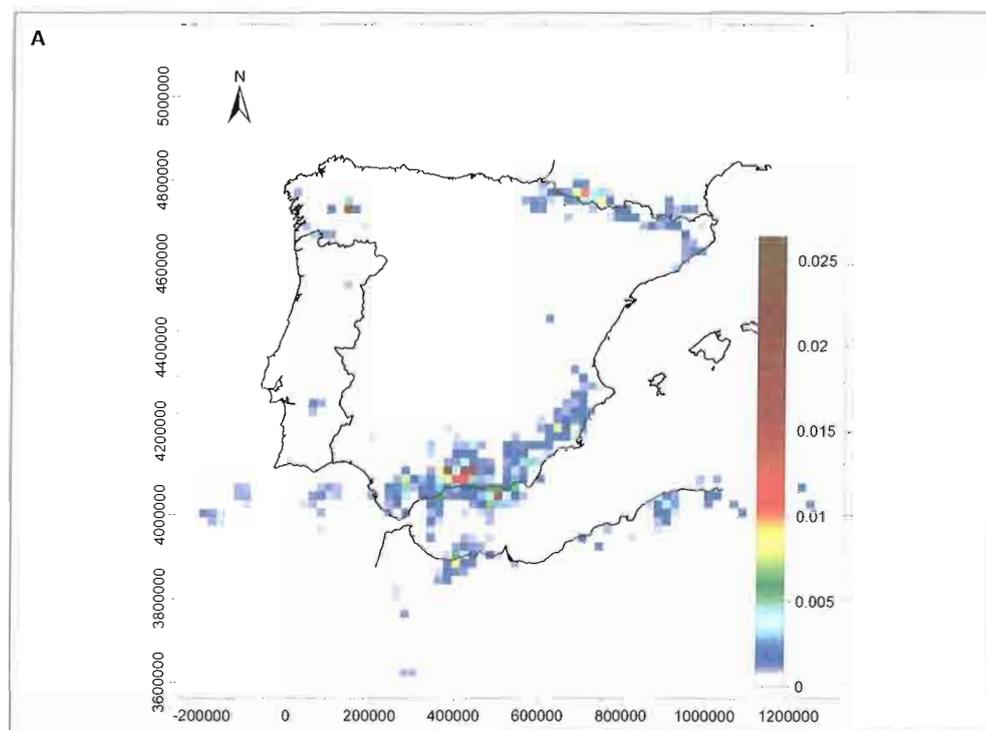
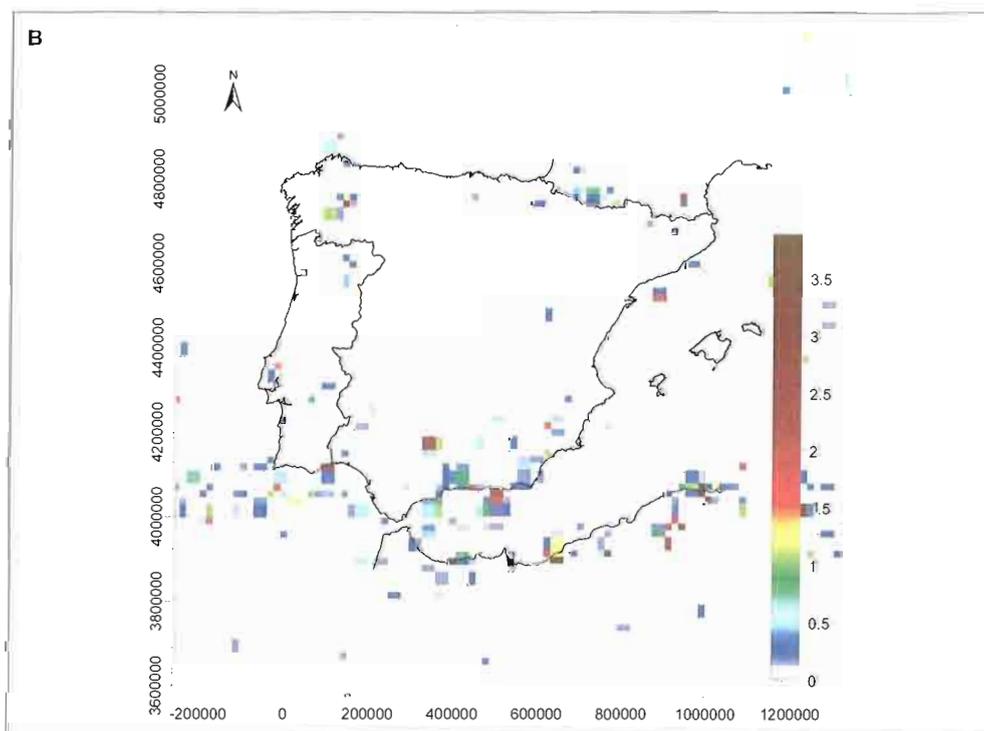


Figura 7.18. Distribución espacial sobre el área considerada que recoge la P.I. y alrededores (200 km aprox.) de las medidas probabilistas segmentadas a la escala óptima obtenida mediante SEA. En A se representa la medida probabilista de soporte geométrico epicentral, y en B la medida probabilista de soporte geométrico epicentro-energética



En el mapa de la figura 7.18a puede apreciarse una distribución de terremotos elongada, de orientación E-O y que coincide con la zona de Azores-Gibraltar-Golfo de Cádiz, variando esta orientación hacia el E, y situándose NE-SO en las

Cadenas Béticas y la costa norteafricana. Por otro lado, hacia el N la intensidad epicentral decrece, con valores bajos de en las cuencas del Duero y Tajo, presencia de agregados en la zona de Galicia, y elongada según los Pirineos, con una orientación próxima a E-O, y con un máximo en la zona más occidental. También se observa un máximo relativo en la Cadena Ibérica, con una elongación orientada NE-SO y otro en la cadena Costero Catalana.

Si se integrase el mapa de la densidad energética con los terremotos de la base con una magnitud  $m_b \geq 5$  se encontraría que las celdas más energéticas presentan un terremoto. De tal manera, es posible afirmar que los terremotos de magnitud superior a 5 se localizan en la zona sur de la Península Ibérica, con una separación en promedio de 168 km, condicionando la escala de discretización. La fenomenología de estos terremotos es esporádica en el tiempo, con una distribución irregular en el espacio. La mayor liberación de energía en el contacto Iberia-África está localizada en la costa norteafricana, Golfo de Cádiz, Mar de Alborán, Cadenas Béticas y en menor grado, en Galicia.

La figura 7.18b representa un mapa discreto de densidad energética con un paso de malla de 22 km. Esto permite llevar a cabo una correlación cruzada de la densidad energética con la intensidad epicentral según este marco tectónico. La escala de la figura 7.18b representa julios por metro cuadrado.

Las celdas que presentan un valor de  $1.4 \text{ J/m}^2$  se encuentran separadas 168 km en promedio, mientras que las celdas con un valor menor a  $1 \text{ J/m}^2$  se encuentran espacialmente localizadas en el sur peninsular, mayoritariamente, con una orientación E-O, así como agregados difusos en el NO peninsular.

Es posible interpretar este patrón de liberación de la siguiente manera: las zonas de mayor liberación de energía se localizan en bandas elongadas, con un grosor de 168 km, y localizadas en la zona de Azores-Golfo de Cádiz (banda A-GC), Mar de Alborán- Cadena Bética (banda MA-CB) y costa Norteafricana (banda nA). La liberación de energía decrece de S a N (figura 7.19).

Además, también se localizan dos áreas en la zona norte peninsular, un área en Galicia (Ga) y otro en los Pirineos (Pir), esta última elongada a lo largo de la cadena.

Señalar adicionalmente que los comportamientos estructurales oscilatorios, para el conjunto de escalas sobre las que se hace el cálculo y que son fácilmente observables, son muy semejantes entre sí. Este hecho permite suponer que, si bien la ubicación geométrica de los valores más elevados para ambas medidas, que corresponderían con una alta concentración de epicentros o con una elevada emisión de energía sísmica respectivamente, no es la misma, la variabilidad espacial de cada una es muy semejante a la de la otra, en lo que a periodicidad respecta. Aunque, como se aprecia, si bien la regularidad del campo de intensidad epicentral es mayor como corresponde a una función de entropía de configuración continua, no es así para la densidad de energía sísmica, que posee una función de entropía pla-

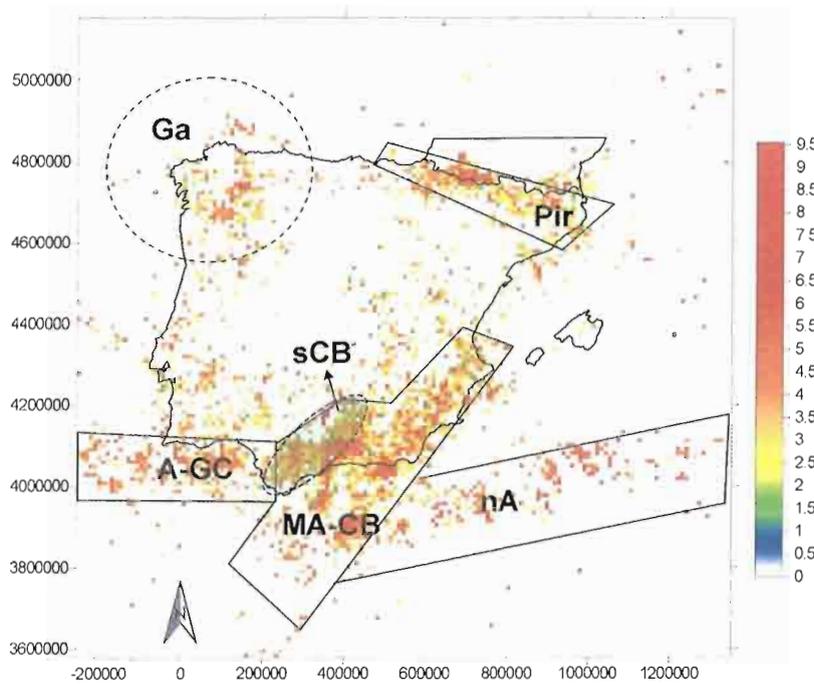


Figura 7.19.  
Bandas discretas  
de energía instan-  
tánea: A-GC  
Azores - Golfo de  
Cádiz. MA-CB:  
Mar de Alborán  
- Cadena Bética.  
nA: costa norte  
africana. sCB:  
banda subBética.  
Ga: Galicia.  
Pir: Pirineos

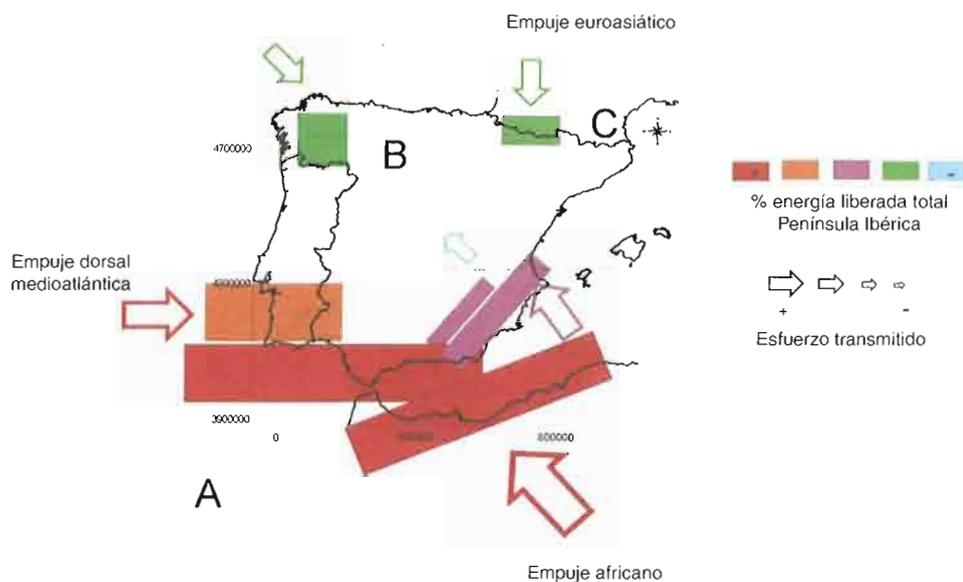
gada de discontinuidades en forma de saltos finitos, o al menos con un valor de las derivadas de la función muy altos, y que se refleja en la escasa regularidad de la distribución espacial de esta medida.

En resumen, la intensidad epicentral de la distribución espacial de terremotos del área Ibero-Magrebí muestra una escala de máxima información en la discretización a 22 km, mientras que la densidad energética muestra un primer máximo a 168 km. Esto significa que los patrones de ocurrencia y liberación de energía son diferentes en la misma área. La medida de 168 km está fuertemente condicionada por la distribución espacial de los sismos de magnitud mayor que  $M = 4.5$  y representa una distancia entrópica "media" en la distribución de estos terremotos.

La anchura de los enjambres de terremotos en la zona de Gibraltar-Azores coincide con los 168 km, por lo que este valor señala un comportamiento entrópico medio en todo el borde sur de la Península Ibérica. La zona pirenaica se presenta alongada, con el máximo en su parte más occidental. En el NO peninsular, se aprecia una disposición circular de los enjambres de terremotos, con los valores máximos en la zona de corteza continental.

Por último, el interior peninsular muestra una dispersión algo difusa de diferentes eventos menores. Según el patrón descrito anteriormente, es posible representar la geometría de la liberación instantánea de energía sísmica, a partir del análisis entrópico de los terremotos instrumentales en la Península Ibérica, tal y como muestra la figura 7.20, en la que se representan las fuentes principales de esfuerzos tectónicos activos: las que corresponden a los procesos colisionales y las debidas al empuje de la Dorsal Atlántica.

Figura 7.20. Patrón de liberación de energía sísmica instrumental a partir del análisis entrópico de los terremotos durante los últimos 100 años



Una manera de entender este patrón de deformación es el siguiente: En el N de África, las magnitudes de los terremotos son los mayores del límite Iberia-África, mientras que en el S peninsular aparece una distribución geométrica de la sismicidad más homogénea, que se traduce también en un valor entrópico similar (menos emisión de energía). Más al N, la deformación intraplaca transmitida es menor, lo que explica la difusión en pequeños terremotos, característica del interior ibérico. Este tipo de deformación implica unas velocidades de movimiento en fallas dispersas y lentas en el Antepaís Ibérico.

Este patrón de liberación de energía es instantáneo, puesto que sólo representa 100 años de registro sísmico instrumental. La correlación de esta información con información geológica, que incluya intervalos temporales de varios órdenes de magnitud superior, debe de llevarse a cabo con cuidado, puesto que tal vez aquí sólo se represente una fugaz instantánea de un periodo sísmico, y no un comportamiento regional (a escala de tiempo geológico).

#### VII.5. VARIABILIDAD Y ANISOTROPÍA DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD

A continuación, para estudiar con más detalle y poder identificar elementos comunes de la misma forma sobre la fracturación, mediante la estructura de variabilidad espacial y anisotropías de las dos medidas utilizadas se va a realizar un análisis geoestadístico estructural. En este análisis se interpretan los comportamientos de las funciones variograma y espectro de densidad de varianza obtenidas para variables regionalizadas multidimensionales, como son las medidas de soporte geométrico que han sido segmentadas a una escala de aproximadamente 19.2 km.

El variograma de la medida que se calcula en el dominio del espacio, permite obtener el comportamiento de la correlación entre los valores de la medida para diferentes distancias y para diferentes orientaciones, lo que permite analizar igualmente y cuantitativamente las posibles anisotropías o direccionalidades preferentes en las correlaciones de los valores, y hasta qué distancia dichas correlaciones son apreciables. La función variograma se determina a partir de la función de covarianza que, para un caso unidimensional de longitud  $n$ , discretizada en pasos equiespaciados, como  $\{Z(t)\}$ , con  $t = 1, 2, \dots, n$ , es:

$$C(k) = \frac{1}{n} \cdot \sum_{t=1}^{n-k} (Z(t) - \bar{Z}_t) \cdot (Z(t+k) - \bar{Z}_t) \quad \text{ecuación [7.79]}$$

Se pueden realizar aproximaciones cualitativas y cuantitativas entre las anisotropías del medio y las estructuras de los semivariogramas (Samper y Carrera, 1990) mediante un análisis detallado de:

- Alcance del semivariograma. Conocido como  $a$ , se define como el valor para el cual el semivariograma alcanza el 95% de la meseta. Es tomado como la distancia umbral a partir de la cual los datos son incorrelados. Como particularidad, en los modelos exponenciales se trabaja con el 0.05% del correlograma, lo que supone un alcance a  $3\tau$ , siendo la constante  $\tau$  del modelo exponencial.
- Meseta del semivariograma. Describe el comportamiento a largas distancias. La meseta del semivariograma representa la máxima variabilidad de los datos en la dirección dada. Para una variable estacionaria será igual a la varianza de la población, (Isaaks y Srivastava, 1989).
- Comportamiento a muy cortas distancias. El comportamiento en el origen se analiza a través de la pendiente en el origen, como medida de la continuidad del medio. A menor pendiente en el origen, mayor continuidad de la variable y menores contrastes entre valores próximos en el espacio.
- Anisotropías direccionales. Orientación de las estructuras. Especialmente importante en el análisis de la anisotropía direccional es el estudio de direcciones preferenciales de deposición de sedimentos y de flujo a través de la variabilidad de las porosidades en hidrostatigrafía, por ejemplo (Johnson, 1995), o de estudio de direcciones de crecimiento cristalográfico diferencial o de análisis de direcciones principales de deformación y fracturación de terrenos. Las anisotropías direccionales se traducen en variogramas direccionales que, aunque con idéntica meseta, poseen alcances distintos, y quedarán claramente reflejadas en los semivariogramas bidimensionales mediante figuras geométricas de tipo elipsoidal. Se requerirá su aproximación mediante elipses definidas mediante sus ejes de mayor y menor alcance. La

aproximación debe realizarse con cautela al poder intervenir anisotropías de tipo zonal (con mesetas variables según la orientación) o, incluso, al poder estar tratando con medios no estacionarios de variabilidad no acotada.

- Anisotropías zonales. Denominamos como tal al hecho de que en diferentes direcciones las mesetas sean diferentes. Una meseta menor en una dirección que en otra indica un grado de correlación más, con independencia de la distancia. Son un elemento de distorsión a la hora de evaluar la anisotropía geométrica, aumentando el alcance de aquel variograma que muestre mayor varianza. Esto es debido a que el alcance se calcula en términos de porcentaje de variabilidad alcanzada respecto de la máxima.
- Estacionariedad de la correlación. Aproximaciones a la estacionariedad. Como resultado de todos los factores descriptores de la variabilidad de  $Z(x)$  en el espacio, obtenemos el semivariograma muestral de la población. Puesto que la estacionariedad en la correlación se muestra de idéntica manera en el semivariograma, la relación entre el semivariograma  $\gamma(k)$ , la varianza,  $\text{Var}(Z)$ , y la covarianza,  $C(k)$ :

$$\gamma(k) = \text{Var}(Z) - C(k)$$

es una firma de estacionariedad de la variable  $Z(x)$  (el semivariograma está acotado; tiende en el infinito a la varianza). Cabe discutir, según los datos muestrales, sobre si un variograma muestral no acotado refleja un campo no estacionario o si, simplemente, adolece de defectos o escasez de datos en el muestreo. La zanjamos tomando la estacionariedad como una decisión previa nuestra, a riesgo de tener eventualmente que revisarla en función de los análisis geoestadísticos.

El espectro de densidad de varianza, también conocido como *power spectrum* o densidad espectral permite identificar en el dominio de la frecuencia la existencia de la tendencia en los valores, periodicidades y la orientación de las mismas, así como el posible comportamiento aleatorio estructurado que da lugar a una estocasticidad “coloreada” o invariante al cambio de escala. Este último se refleja como un comportamiento bilogarítmico lineal para cierto rango de escalas frecuenciales y se caracteriza paramétricamente por la pendiente de la linealidad. Con la aplicación del espectro es posible el estudio de la serie en el dominio frecuencial, mediante una descomposición de las varianzas, y por lo tanto mediante la utilización de la transformada de Fourier del correlograma de la serie:

$$S(f) = 2 \cdot \left( 1 + 2 \cdot \sum_{k=1}^m \mathbb{I}(k) \cdot \rho(k) \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot f \cdot k) \right) \quad \text{ecuación [7.80]}$$

donde la función  $\Psi(k)$  corresponde con el filtro que se aplica al correlograma para el cálculo de la transformada discreta de Fourier, y la frecuencia  $f = j/2m$ , con  $j=0,1,2,\dots,m$ . La función de espectro puede ser obtenida de igual manera aplicando la transformada de Fourier y filtrando posteriormente.

Pueden ser utilizados diversos filtros o ventanas: Barlett, Parzen, Tukey, etc.,. Cada una de estas ventanas ponderan de manera distinta las componentes de la función a filtrar; así, el filtro de Parzen es un filtro pasa altos y el de Parzen (a) es pasa bajos. La práctica y la experiencia en análisis de series temporales aconsejan la utilización del filtro de Tukey y el de Parzen. Este análisis se ha extendido, como se ha hecho para el variográfico, al caso multidimensional ya que la medida se dispone sobre un dominio de dimensión euclídea superior a la unidad.

Para poder llevar a cabo el análisis deben de hacerse dos hipótesis de trabajo. La primera supone que el proceso estocástico  $Z(x)$ , en este caso las medidas de soporte geométrico definidas para la sismicidad, que se distribuyen de forma discreta en el espacio, es decir la medida distribuida espacialmente o variable aleatoria es estacionaria de segundo orden. La segunda hipótesis supone que el comportamiento espacial esta carente de tendencias, lo que puede determinarse a partir del comportamiento del espectro en el origen de frecuencias (a frecuencia cero, espacio infinito, es decir deriva o tendencia). El análisis de la población se realiza asumiendo la hipótesis de estacionariedad de la variable  $Z(x)$ , lo que supone que la función de distribución de la variable  $Z(x)$ , considerada estacionaria, será invariante con la posición  $x$ . Esta es la condición teórica mínima impuesta en los métodos de generación secuencial. Es, sin embargo, demasiado restrictiva y de imposible comprobación muestral. Se reemplaza por un criterio de estacionariedad relajado; que la media sea invariante:

$$E[Z(x)] = m = \text{cte.}$$

y que la covarianza dependa sólo del vector desplazamiento entre dos puntos  $i$  y  $j$  cualesquiera,  $h = x_i - x_j$

$$C(x_i, x_j) = C(h)$$

avanzando más aún, suponemos que nuestra variable es tal que la media y la covarianza de esa variable convergen a los valores  $m$  media y  $\text{var}[Z]$  varianza, conforme el tamaño del medio muestreado va creciendo al infinito (Gómez, 1991), es decir, son ergódicas.

$$\lim_{h \rightarrow \infty} m(h) = m$$

$$\lim_{h \rightarrow \infty} \gamma(h) = \text{Var}(Z)$$

Según estas hipótesis, el comportamiento de la variable aleatoria es perfectamente determinable a partir de los valores muestreados. Es importante, por tanto,

estudiar el comportamiento de la variable  $Z(x)$ , tanto estadísticamente como geoestadísticamente, y su grado de ajuste a la estacionariedad.

### VII.5.1. Análisis geoestadístico de las medidas de soporte geométrico

Como se destacó en el propósito del análisis a aplicar sobre la base de datos sísmica, hay muchas técnicas que deben aplicarse sobre un conjunto de datos distribuidos según un mallado, de ahí el interés del desarrollo de la técnica SEA que permita escoger el mallado más adecuado. Una de las técnicas de análisis que necesita de una distribución en malla de los datos es el análisis geoestadístico. Esta herramienta, como se ha presentado, permite la detección de tendencias y anisotropías en los datos, cosa fundamental en el análisis de terremotos, que puede detectar lineamientos o direccionalidad en los datos.

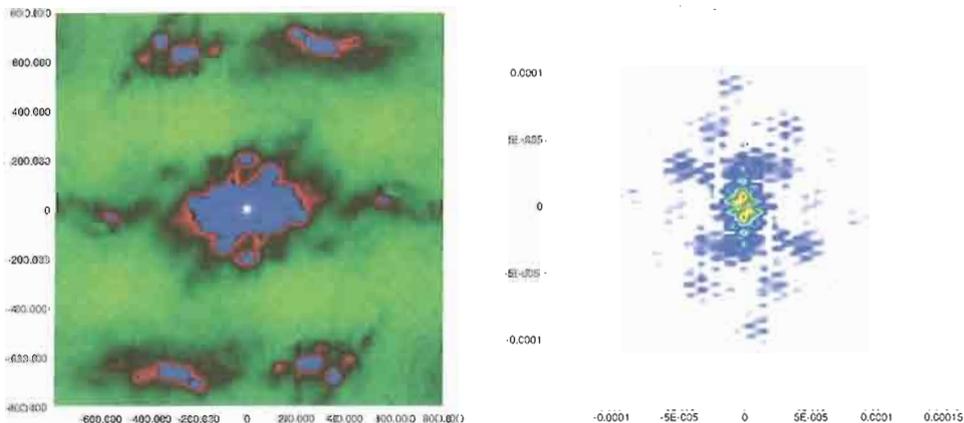
Sobre la distribución de la medida de soporte geométrico epicentral se llevó a cabo un análisis correlatorio espectral geoestadístico, se calculó variograma y espectro de densidad de varianza multidimensional y el variograma total. Debe tenerse en cuenta que esta distribución es la distribución de medida en la que se discretizó el total de 8.732 sismos en una distribución de probabilidad mediante la aplicación de una de las medidas anteriormente descritas sobre una malla de 22 km. El variograma y el espectro de densidad de varianza bidimensional, como más representativos de los resultados, se presentan a continuación en la figura 7.21.

Se efectuaron los mismos cálculos para la distribución de probabilidad obtenida de la aplicación de la medida de soporte geométrico epicentro-energética (ver epígrafe VII.4.2) (figura 7.22).

### VII.5.2. Detección de anisotropías sobre la sismicidad en el límite Iberia-Africa

Como direcciones de anisotropía, se detecta la superposición de dos procesos con características correlatorias diferentes. A saber, el primero con una dirección de máxima correlación a N105E y con una correlación máxima de unos 210 a 220

Figura 7.21. Resultados del análisis correlatorio espectral multidimensional como variografía (en A) y espectro de densidad de varianza (en B) de la medida de soporte geométrico epicentral definida como intensidad epicentral para la base de 8.732 datos seleccionados del IGN



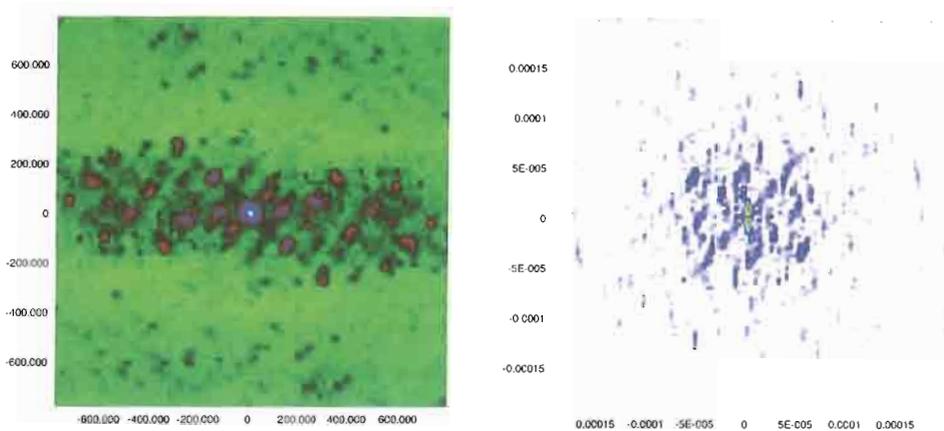


Figura 7.22. Resultados del análisis correlatorio espectral multidimensional como variografía (en A) y espectro de densidad de varianza (en B) de la medida de soporte geométrico epicentro-energética definida como densidad energética para la base de 8.732 datos seleccionados del IGN

km. El segundo con una distancia de máxima correlación de 200 km en la dirección N20E, además presentando un efecto pozo o periodicidad a muy largo plazo.

A mucho más corto plazo se detectan igualmente comportamientos periódicos en dirección N y en dirección N85E. Si bien el primero con una recurrencia de 270 km el segundo con un longitud de onda mayor, de unos 600 km.

Caben destacar también dos pozos de varianza en direcciones N20°E y N160°E, ambas a una distancia de 600 km de espaciado.

Los comportamientos periódicos son igualmente detectables sobre el espectro de densidad de varianza, en el que los picos en las amplitudes cuantifican la varianza aportada por cada una de ellas.

Para la densidad energética, se ha identificado un comportamiento en irregularidad de características generales muy semejantes, pero matizadas por la discontinuidad espacial de su variabilidad: una anisotropía generalizada de las periodicidades dirección N105E, aunque éstas, a más pequeña, escala se reparten sobre la dirección próxima a los N45E.

Todas ellas muestran una considerable reducción en la longitud de correlación, siendo ésta próxima a los 100 km o inferior.

Son las periodicidades en la dirección N45E las que aparentemente aportan más varianza al campo estocástico de densidad energética.

Desde una perspectiva global cualitativa, el variograma muestra un máximo de varianza a los 400 km de espaciado, para ambas medidas regionales, siendo de notable importancia el efecto pozo de varianza que se reconoce en la dirección N90±10E para ambos campos.

## VII.6. ANÁLISIS FRACTAL DEL PATRÓN DE LA SISMICIDAD ZONIFICADA

Los terremotos presentan tantas propiedades fractales que constituyen uno de los fenómenos fractales más interesantes y de los más estudiados (Takayasu, 1990). Dos de las leyes empíricas más analizadas en sismología matemáticamente se des-

criben como leyes potenciales: la ley de Omori (Omori, 1894) y la ley de Gutenberg y Richter o Isimoto-Aida (Gutenberg y Richter, 1944). Estas leyes de escalado describen a los terremotos como fractales en el tiempo y en el espacio.

La ley de Gutenberg y Richter está relacionada directamente con la dimensión fractal de la distribución espacial de epicentros (Aki, 1981; King, 1983; Hirata, 1989), en concreto con la denominada *dimensión de recubrimiento* y la *dimensión de correlación*. Además, el exponente crítico, el *parámetro b*, que describe la distribución de tamaños de terremotos, está relacionado directamente con la *dimensión fractal* de la distribución del tamaño de las fallas sismogénicas.

La dimensión fractal de la distribución espacial de la totalidad de los terremotos terrestres aparece en el rango entre 1.2 y 1.6 (Kagan y Knopoff, 1980; Sadvskiy *et al.*, 1984; Okubo y Aki, 1987; Avilés *et al.*, 1987). Estos análisis trataron la sismicidad y la fracturación como un fractal homogéneo, esto es, un monofractal, aplicando técnicas de conteo mediante algoritmos denominados *box-counting* y la *función de correlación*. El intervalo de escala utilizado en estos trabajos está comprendido entre 5 y 500 km, dos órdenes de magnitud.

Es interesante mencionar que, en estos trabajos, la dimensión fractal de los terremotos profundos (280 - 700 km) es menor (1.5-1.6) que la dimensión fractal de los terremotos intermedios (70 - 2880 km; 1.8-1.9). En los diferentes capítulos de esta tesis se abordará este tema, búsqueda de patrones en sismicidad a partir de propiedades fractales y discutiremos su significado.

El análisis fractal de los terremotos y las fallas, llevaron a Kagan (1992) a afirmar que los modelos teóricos de rotura basados en hipocentros sobre planos euclídeos (dimensión 2) deben de abandonarse a favor de fallas no-planares, sino de superficies rugosas irregulares, incidiendo en la imposibilidad e inutilidad de seleccionar segmentos de fallas con el fin de obtener algoritmos que reproduzcan y simulen el disparo de terremotos. Kagan compara este proceso con segmentar montañas en montañas más pequeñas, o un cielo nublado en nubes individuales, donde comience a llover en una nube sin tener en cuenta las nubes vecinas.

No solamente los terremotos constituyen fractales, también los paleoterremotos exhiben esta autosemejanza en su distribución, existiendo una relación entre la distribución del tamaño de los terremotos y las geometrías fractales de fallas potencialmente activas, estando ambos fenómenos separados en el tiempo por millones de años (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2002).

Aki (1981) aplicó por primera vez el concepto de fractal desarrollado por Mandelbrot (1977): *conjunto de formas irregulares y fragmentadas*, sobre los planos de las fallas sismogénicas con el fin de conocer algo más acerca de su geometría. A partir del *Modelo de Barrera* de ocurrencia de los terremotos desarrollado por el mismo (Aki, 1984), el cual postula, entre otras cosas, que los terremotos más pequeños se generan mediante un mecanismo análogo a la idea de una segmentación de terre-

temos más grandes, el autor relaciona directamente el valor del parámetro  $b$  con la dimensión de capacidad ( $D_0$ ) de un conjunto tridimensional de fallas sísmogénicas mediante la expresión:

$$D_0 = \frac{3b}{c}$$

donde  $b$  es el exponente de la Ley de Gutenberg y Richter y  $c$  es el exponente de la ecuación:

$$\log M_0 = M_s \quad \text{ecuación [7.81]}$$

de esta manera, la invarianza en la distribución espacial de las fallas también se detecta en la distribución de frecuencias del tamaño de los terremotos. Empíricamente se encuentra el valor de  $c = 1.5$  (Kanamori y Anderson, 1975; Hanks y Kanamori, 1979; Aki, 1981). Dado que el valor usual observado para el parámetro  $b$  oscila en el intervalo  $1 < b < 1.5$ , aplicado sobre la ecuación (3-50) se obtiene un valor de la dimensión fractal  $D_0$  entre 2 y 3. Estos valores frontera corresponden a la dimensión euclídea de un plano y la dimensión euclídea de un volumen. Según esto, los terremotos se distribuyen en una geometría que se encuentra entre un plano y un volumen, una superficie irregular de asperezas debida a la rotura.

Para valores de  $b$  en el intervalo  $0.5 < b < 1$ , los cuales suelen aparecer en series sísmicas de precursores, el modelo presenta una geometría de líneas de fallas que intentan rellenar un plano. El autor compara estas geometrías a las generadas mediante el Modelo Goishi (Otsuka, 1972) o el Modelo de bifurcación (*branching*) de Vere-Jones (1976), encontrando analogías entre ellas.

La ley de Aki argumenta que los terremotos constituyen un fractal donde la ley de Gutenberg y Richter es la expresión, en tamaño, de la autosemejanza de la geometría de la sismicidad. De esta forma, se explica porqué la ley de Gutenberg y Richter aparece en las series sísmicas, independientemente de la magnitud detectada, la distribución espacial tomada e incluso el ambiente geotectónico analizado.

De la base de datos bruta proporcionada por el Instituto Geográfico Nacional se han seleccionado aquellos epicentros cuya localización en superficie es conocida y se encuentran dentro del área (área Ibero-Magrebí) limitada por:

$$\begin{array}{ll} X_{\min} = -263695 & Y_{\min} = 3561950 \\ X_{\max} = 1347356 & Y_{\max} = 5172956 \end{array}$$

Sobre el área de estudio han sido consideradas una serie de sub-zonas por su interés para ser analizadas en detalle y delimitadas tras la interpretación de la zonación obtenida tras SEA (*Scaling Entropy Analysis*). Dichas áreas vienen redefinidas por las coordenadas que figuran en la tabla 7.4.

Tabla 7.4. Coordenadas de la áreas consideradas como de interés para el estudio de la irregularidad sobre cada una (comunicación personal I.P. smartin@geo.ucm.es 29/06/2001). Se considera el criterio para su representación de (-) hacia el O, (+) hacia el E

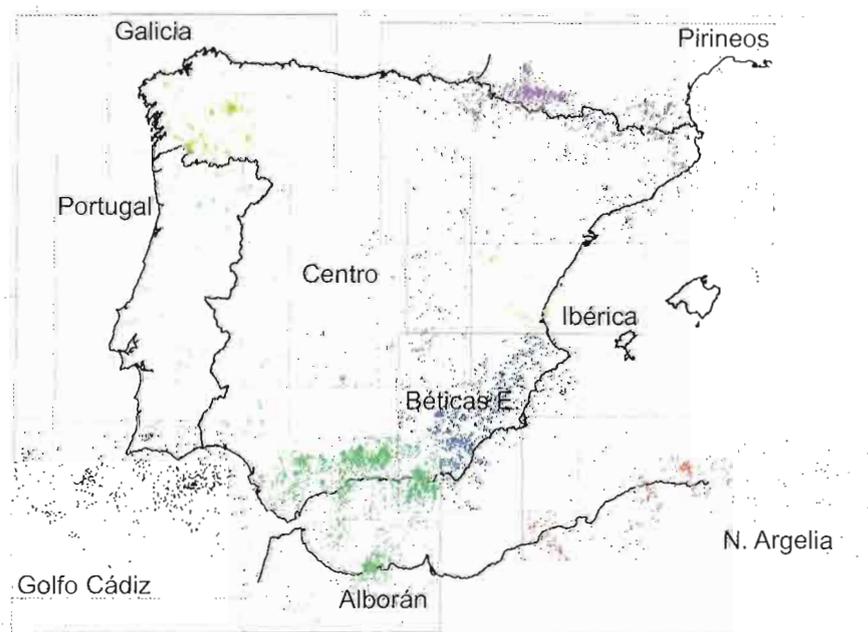
Zona	Lat N	Lat S	Long O	Long E
Galicia	44.44	41.25	-9.92	-4.72
Pirineos	44.11	40.65	-3.92	5.27
Portugal	42.11	37.25	-10.47	-5.78
Centro	42.05	38.22	-6.69	-1.79
Ibérica	41.68	39.16	-3.24	1.99
Golfo de Cadiz	37.62	34.45	-11.02	-6.52
Alborán	37.44	34.11	-6.47	-2.52
Béticas Orientales	39.14	36.22	-3.37	0.35
N. Argelia	37.29	34.27	-0.91	7.75

Estas zonas se representan sobre el área Ibero-Magrebí, considerada en la figura 7.23, reflejando por colores los epicentros considerados en cada una (las superposiciones han de tenerse en cuenta a la hora de asignar los epicentros que pertenecen a las subzonas).

En la tabla 7.5, se refleja el código de colores aplicado en el mapa y en las gráficas que se presentarán sobre este informe.

Para el estudio del comportamiento fractal de las distribuciones en superficie de los puntos epicentros se ha indicado la realización del cálculo de la dimensión de capacidad  $D_0$  mediante una técnica de tipo conteo binario, del cálculo de la dimensión de correlación  $D_C$  a partir de la función de correlación entre dos puntos y del cálculo de la dimensión de agregación  $D_M$  a partir del comportamiento del número de puntos dentro de un área circular de tamaño creciente.

Figura 7.23. Mapa donde se presenta la ubicación epicentral de la base de filtrada procedente del IGN que ha sido utilizada en este trabajo, para cada una de las zonas consideradas



Zona	A (UTM)	B (UTM)	nº epicentros
Galicia	(-69289,4594504)	(395459,4919099)	972
Pirineos	(430493,4500282)	(1153957,4902112)	1430
Portugal	(-162710,4148673)	(264399,4665394)	380
Centro	(178330,4237009)	(598697,4653939)	218
Iberica	(480107, 4334431)	(911751,4622048)	307
Golfo de Cádiz	(-237592,3841174)	(189307,4169279)	527
Alboran	(180543,3781793)	(542397,4143206)	3636
Béticas Orientales	(466778,4010210)	(789384,4336058)	1802
Argelia	(693236,3915003)	(1343705,4181382)	240

Tabla 7.5. Coordenadas UTM de las áreas consideradas como de interés para el estudio de la irregularidad sobre cada, con el color asignado en la figura 7.21. Se considera el criterio para su representación de A esquina inferior izquierda y B esquina superior derecha

### VII.6.1. Función de distribución fractal de la relación magnitud-longitud de ruptura

En la recopilación bibliografía presentada en el epígrafe VII.2.3 se han mostrado diversas relaciones, todas ellas empíricas, entre la magnitud de un terremoto y la longitud de ruptura que lo produce. La magnitud de un terremoto se ha correlacionado con la longitud de la falla que lo generó, para sismos locales producidos por segmentos cortos de falla según:

$$M_L = (3.82 \pm 0.289) + (1.58 \pm 0.52) \log L$$

Expresión de Darragh y Bolt (1987), donde L es la longitud de la falla expresada en kilómetros. Con datos estadísticos de ámbito mundial, Bolt igualmente estableció la relación:

$$M_s = 6.03 + 0.76 \log L \quad \text{ecuación [7.82]}$$

Teniendo una orientación más aplicada a la ingeniería sísmica, Ambraseys y Tchalenko en 1968 propusieron las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned} L &= e^{(1.15M_s - 3.35)} \\ L &= e^{(1.60M_s - 7.56)} \\ L &= e^{(1.62M_s - 8.58)} \end{aligned} \quad \text{ecuación [7.83]}$$

La segunda señala el mejor ajuste y las otras el límite superior e inferior. Este tipo de relaciones constituye uno de los procedimientos para estimar el terremoto máximo potencial asociado a una falla en los estudios de peligro sísmico.

Los trabajos de D.L. Wells y K.J. Coppersmith en 1994 recogen sobre una base de datos información sobre parámetros de la fuente para una gran número de terremotos históricos (224 casos) ocurridos en diversas zonas y bajo diferentes condiciones sobre el planeta. Establecen una serie de relaciones empíricas entre la magnitud de momento, la longitud y área de ruptura reconocible en superficie y en

profundidad, y el desplazamiento medio por evento, llegando a las siguientes conclusiones:

- En general, la longitud de ruptura en superficie viene a ser del orden del 75% de la que hay en profundidad, sin embargo, el ratio entre la longitud de ruptura en superficie y en profundidad aumenta con la magnitud.
- El desplazamiento medio en superficie por evento es aproximadamente la mitad del desplazamiento máximo en superficie.
- El desplazamiento medio en profundidad en el plano de falla es menor que el desplazamiento máximo en superficie, pero mayor que el desplazamiento medio en superficie. Así, para la mayoría de los terremotos registrados en su base de datos, el deslizamiento en el plano de falla a la profundidad de génesis sísmica se manifiesta por desplazamientos semejantes en superficie.

Las regresiones lineales bilogarítmicas entre la magnitud del terremoto y la longitud de ruptura en superficie, longitud de ruptura en profundidad y área de ruptura se encuentran bien correlacionadas, presentando una desviaciones estándar de 0.25 a 0.35 unidades de magnitud. La mayoría de las relaciones que establecen no son estadísticamente distinguibles, al 95% de nivel de significación, en función del estilo de falla. La separación de la base atendiendo a las condiciones tectónicas compresivas o extensivas ni proporciona resultados estadísticamente diferenciables, ni mejora la significación estadística de las regresiones. El conjunto de regresiones obtenidas se documenta en la tabla 7.6, para un modelo de la forma  $M = a + b \log L$ , siendo L la longitud de ruptura en superficie.

*Tabla 7.6. Resultados numéricos, de los valores calibrados para las pendientes en un modelo bilogarítmico lineal, de la magnitud sísmica de momento en función de la longitud de ruptura en superficie en kilómetros*

Tipo de desplazamiento	a	b	Correlación	Rango útil de magnitudes
Cizalla	5.16±0.13	1.12±0.08	0.91	5.6-8.1
Inverso	5.00±0.22	1.22±0.16	0.88	5.4-7.4
Normal	4.86±0.34	1.32±0.26	0.81	5.2-7.3
global	5.08±0.10	1.16±0.07	0.89	5.2-8.1

Estas regresiones se han obtenido utilizando 77 datos de los que puede distinguirse su fractura primaria. Estos terremotos verifican criterios tales como, que la incertidumbre de la longitud de ruptura no sobrepasa el 20% de la longitud total de ruptura, que al menos puede encontrarse una estimación de la cantidad de desplazamiento superficial ocurrido y que se conocen las longitudes de ruptura resultado de eventos individuales en secuencias de terremotos múltiples.

Cuando L es la longitud de ruptura en profundidad los parámetros que se calibran a partir de 167 datos no difieren mucho de los anteriores, salvo en una cons-

tante en promedio de  $-\log 0.75$ , como factor que relaciona ambas longitudes, como puede apreciarse en la tabla 7.7.

Tipo de desplazamiento	a	b	Correlación	Rango útil de magnitudes
Cizalla	$4.33 \pm 0.06$	$1.49 \pm 0.05$	0.96	4.8-8.1
Inverso	$4.49 \pm 0.11$	$1.49 \pm 0.09$	0.93	4.8-7.6
Normal	$4.34 \pm 0.23$	$1.54 \pm 0.18$	0.88	5.2-7.3
Global	$4.38 \pm 0.06$	$1.49 \pm 0.04$	0.94	4.8-8.1

En la tabla puede observarse cómo el rango de aplicabilidad de las expresiones ajustadas se amplía, lo cual permite, en cierta forma, ser utilizada en la base de datos del Proyecto (bajo ciertas consideraciones) y se aplicará bajo la denominación de modelo WC.

De todas formas, y a pesar de presentar estas relaciones empíricas, conviene recordar que el momento sísmico es en realidad el mejor parámetro para estimar el tamaño del sismo por relacionarse directamente con las dimensiones de la fuente. En cambio, la magnitud sólo evalúa la energía sísmica asociada a un determinado periodo y su entorno.

Sobre cada una de las zonas se ha determinado el parámetro b de sismicidad de la ley G-R utilizando la base filtrada. Los resultados numéricos de los diferentes ajustes se encuentran resumidos en la tabla 7.3. Gráficamente éstos se representan en la figura 7.24, donde puede apreciarse cómo la zona de Argelia destaca por su bajo valor de b, y la zona centro, por el contrario, por su elevado valor. El resto de áreas poseen unos valores dentro de lo habitual.

Aplicado el modelo de Wells y Coppersmith, considerado como válido incluso para magnitudes inferiores al rango establecido en dicho modelo, el resultado, como era de esperar, proporciona los valores para los exponentes a de las funciones

Tabla 7.7. Resultados numéricos, de los valores calibrados para las pendientes en un modelo bilogarítmico lineal, de la magnitud sísmica de momento en función de la longitud de ruptura en superficie en kilómetros

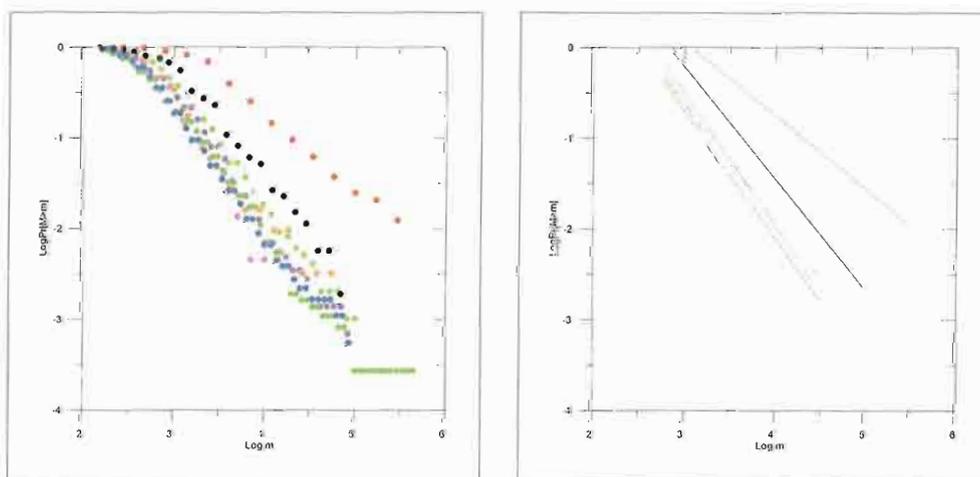
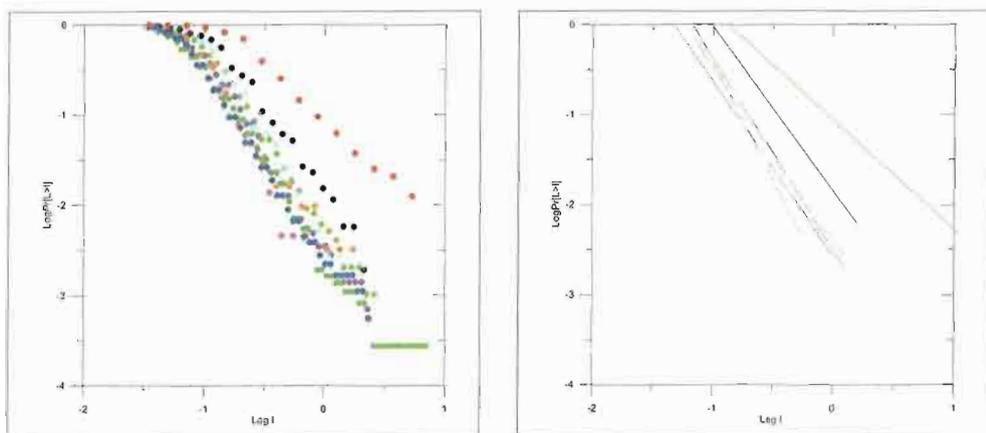


Figura 7.24. Resultados obtenidos para la función de distribución de la magnitud en los epicentros. Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros. Los códigos de color son los utilizados en la figura 7.23

Figura 7.25. Resultados obtenidos para la función de distribución del logaritmo de la longitud de ruptura en profundidad en los epicentros. Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 7.5



de distribución acumuladas complementarias del logaritmo de las longitudes afectados por un factor de 1.49 y 1.52 en promedio (figura 7.25).

### VII.6.2. Análisis de la irregularidad de ocurrencia

La técnica de *box counting*, para el análisis de la irregularidad de ocurrencia y la obtención de la dimensión de capacidad, consiste en un método de aproximación de la dimensión de Hausdorff-Besicovich  $D_H$ :

$$H^{D_H}(E) = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} N(\epsilon) \epsilon^{D_H} \quad \text{ecuación [7.84]}$$

para el conjunto de epicentros  $E$ , con una medida de Hausdorff  $H^{D_H}(E)$  a través de una cota superior de la misma que se denomina dimensión de capacidad o de recubrimiento  $D_0$ :

$$N(\epsilon) \propto \epsilon^{-D_0}$$

Para realizar dicha aproximación se efectúan sucesivos  $\epsilon$  recubrimientos con conjuntos cerrados del conjunto de puntos sobre  $\mathbb{R}^2$  y se evalúa el cardinal de conjunto de conjuntos no disjuntos, dado por  $N(\epsilon)$ , con el de epicentros. Si el comportamiento de  $N(\epsilon)$  varía en función del tamaño  $\epsilon$  de los conjuntos cerrados que forman el  $\epsilon$  recubrimiento según una ley hiperbólica de exponente constante, puede asumirse que el comportamiento en  $\mathbb{R}^2$  de los epicentros analizados es invariante al cambio de escala. Además, suele tomarse como el exponente de la ley hiperbólica calibrada  $D_0$  como una cota superior de la dimensión de Hausdorff-Besicovich.

Los resultados de  $\log N(\epsilon)$  vs.  $\log \epsilon$ , que se presentan a continuación, han sido obtenidos a partir de la base de datos sísmica sobre toda el área Ibero-Magrebí, teniendo en cuenta la aplicación o no del pretratamiento de filtrado de calidad. En todos los gráficos (figuras 7.26, 7.27 y 7.28)  $\epsilon$ , la escala utilizada está medida en unidades del S.I. (metros).

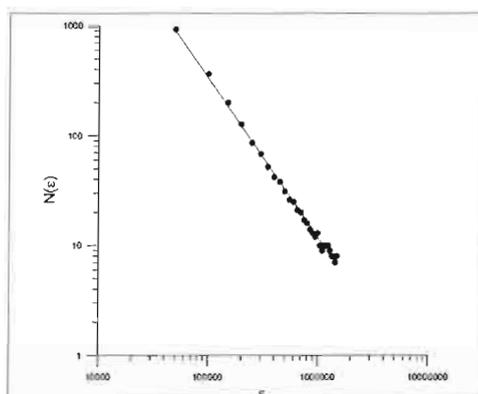


Figura 7.26. Resultados obtenidos para el cardinal de un  $\varepsilon$ -recubrimiento no disjunto con el campo de epicentros en función de la escala  $\varepsilon$  (en metros) y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN global sin seleccionar (20.234 epicentros)

El efecto del filtrado produce una uniformización de la distribución de los datos sobre el área Ibero-Magrebí ya que el valor de  $D_0$  aumenta de un caso a otro. Quizá este hecho sea debido a que aquellos datos más esporádicos, y que dan lugar a un agrupamiento de la información alrededor de ciertos núcleos donde se produce una agrupación más remarcada de los terremotos, sean los más imprecisos (es posible que fuesen por ello los más antiguos) y por ello eliminados con la acción del filtro.

En el análisis que se presenta a continuación (figura 7.26) se aplica el mismo procedimiento sobre cada una de las zonas marcadas en la tabla 7.5. Cada una de las curvas, en las que se representa por puntos los valores de  $N(\varepsilon)$ , para cada una de las escalas consideradas, corresponde con el área según su color. Dado que dichas áreas poseen una superficie cubierta muy parecida, el conjunto de resultados se agrupa en una acumulación de curvas, aunque lo importante es que muchas de ellas poseen las mismas pendientes.

Como se presentó en la tabla 7.5, estas áreas son Galicia, Pirineos, Portugal, ibéricas, G. Cádiz y béticas, con un valor promedio de 1.5. El resto destaca, bien por su reducido valor (centro y Argelia), o por su elevado valor (Alborán). Para todos ellos, el valor del rango de escalas para el cual el ajuste es estadísticamente representativo se encuentra en el orden de 200 km hasta los 20 a 30 kilómetros. Para escalas inferiores se aprecia significativamente una tendencia hacia valores nulos de  $D_0$ .

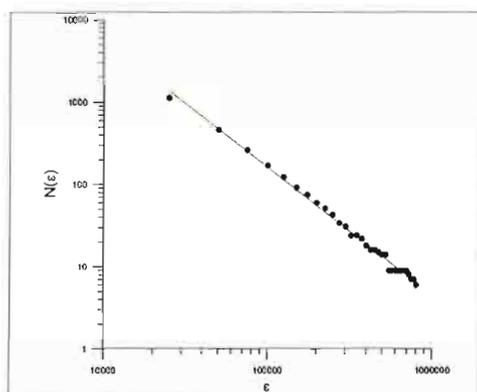
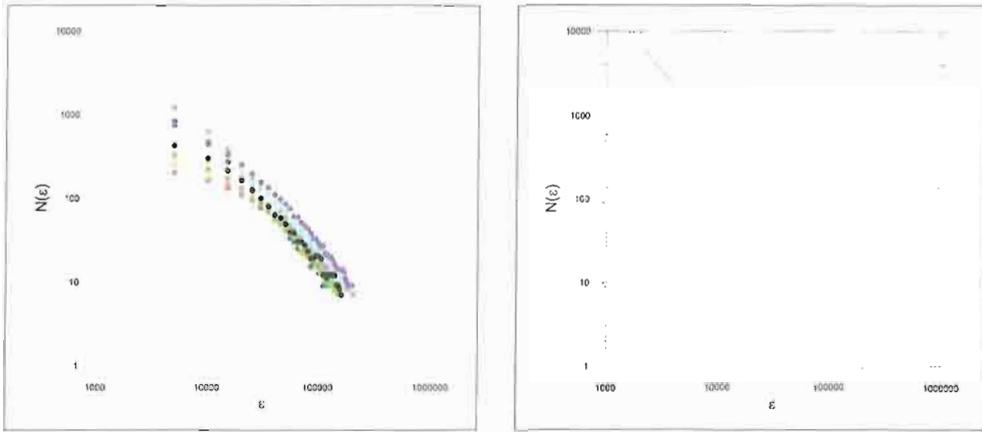


Figura 7.27. Resultados obtenidos para el cardinal de un  $\varepsilon$ -recubrimiento no disjunto con el campo de epicentros en función de la escala  $\varepsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN global filtrada de 8.732 epicentros

Figura 7.28. Resultados obtenidos para el cardinal de un  $\epsilon$ -recubrimiento no disjunto con el campo de epicentros en función de la escala  $\epsilon$  (en metros) para cada subzona (tabla 7.5), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros



### VII.6.3. Análisis de la longitud de correlación

La evaluación de la función de correlación  $C(r)$  sobre un conjunto de puntos (o en este caso de epicentros) de coordenadas  $x$  se realiza mediante la aproximación:

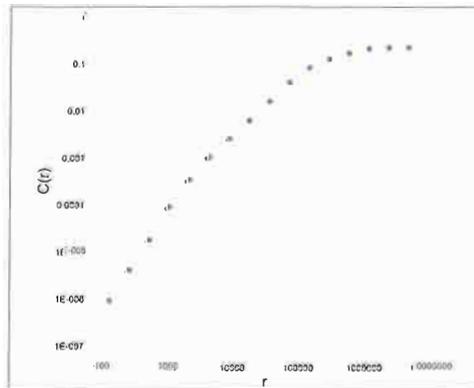
$$C(r) = \left( N_{ep}(N_{ep} - 1) \right)^{-1} \sum_{i=1}^{N_{ep}} \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^{N_{ep}} \theta \left( r - |x_i - x_j| \right) \quad \text{ecuación [7.85]}$$

siendo  $\theta(\cdot)$  la función de Heaviside y  $N_{ep}$  el número de puntos (epicentros) del conjunto sobre el que se evalúa la función  $C(r)$ . Si el comportamiento de esta función  $C(r)$  varía en función de la distancia entre los puntos que forman el conjunto sujeto de análisis según una ley hiperbólica de exponente constante:

$$C(r) \propto r^{D_c}$$

entonces, puede asumirse que el comportamiento en  $\mathbb{R}^2$  de la correlación entre los epicentros analizados es invariante al cambio de escala. Además, suele tomarse el exponente de la ley hiperbólica calibrada como una aproximación a la dimensión de correlación  $D_c$ . Los resultados de  $\log C(r)$  vs.  $\log r$ , que se presentan a continuación, han sido obtenidos a partir de la base de datos sísmica sobre toda el área Ibero-Magrebí, teniendo en cuenta la aplicación o no del pretratamiento de filtrado de calidad.

Figura 7.29. Resultados obtenidos para la función de distribución de la longitud de correlación entre epicentros en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN global sin filtrar



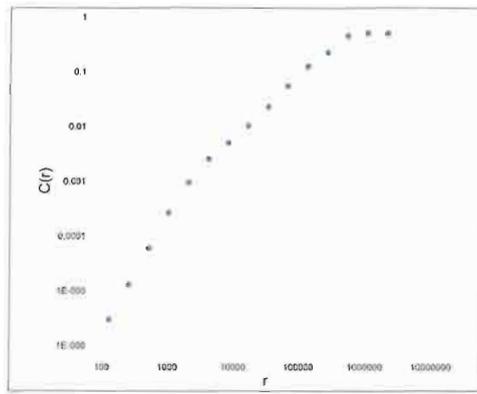


Figura 7.30. Resultados obtenidos para la función de distribución de la longitud de correlación entre epicentros en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros

De los resultados obtenidos gráficamente puede verse tanto en la figura 7.29 como en la 7.30 que se presentan dos pendientes. Esto puede ser debido a que la la distribución de distancias inter-epicentros posea dos familias de procesos estocásticos superpuestos. Una que describiría lo que ocurre entre los eventos próximos entre si, y la otra que describiría cómo se distribuyen en el plano esas agrupaciones de sismos.

El efecto de filtrado no perturba la descripción estadística del proceso, el conjunto resultante sigue siendo estadísticamente representativo, manteniéndose una pendiente global de 1.5 aproximadamente.

Los resultados que se presentan a continuación, para cada área considerada el comportamiento de  $\log C(r)$  vs.  $\log r$  (la escala esta representada en metros) permiten apreciar igualmente cómo hay dos familias de funciones de distribución acopladas (figura 7.31). Una primera para cortas distancias con una pendiente mayor que la que describe la distribución a grandes distancias. En todos los casos esa distinción puede realizarse a la misma escala, es decir, la escala de influencia de una para ser la otra, es del orden de 10 kilómetros. Dada la concordancia de esta distancia con la escala a partir de la cual la calibración de la irregularidad de ocurrencia deja de ser significativa, nos planteamos si es posi-

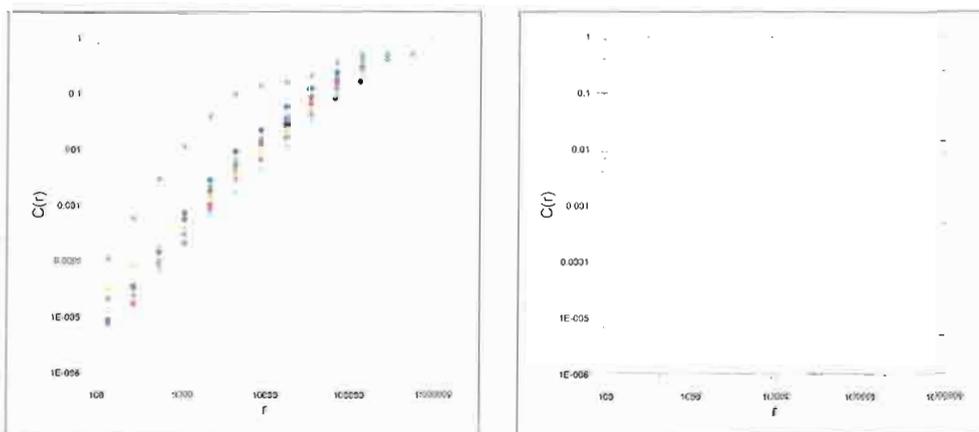


Figura 7.31. Resultados obtenidos para la función de distribución de la longitud de correlación entre epicentros en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros. Los códigos de color son los milizados en la tabla 7.5

ble que la distribución de distancias entre agrupaciones de sismos sea real o bien sea debida a que se ha sobrepasado el umbral de representatividad a gran escala del proceso sísmico. En este caso, sería preciso ampliar el área de análisis o aumentar la longitud de la base de datos a analizar, lo que permitiese asegurar el modelo en esa porción de la curva.

#### VII.6.4. Análisis de la agregación

El comportamiento de agregados de partículas que siguen una estructura fractal define una variación en la masa  $M(r)$  del agregado que se encuentra dentro de un área de radio  $r$  que varía hiperbólicamente con el radio  $r$  según:

$$M(r) \propto r^{D_M}$$

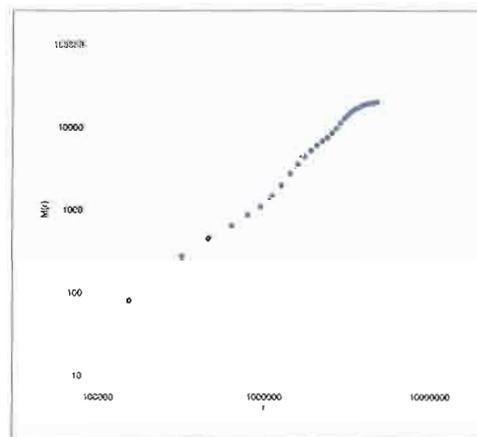
Para la calibración de dicha ley a través de la dimensión de masa o agregación  $D_M$  es preciso estudiar cómo se comporta el número de puntos que quedan dentro de un círculo en función del radio. Este número de puntos se asocia con la masa del agregado  $M(r)$  o con su densidad  $\rho(r)$ , estableciéndose que, para un agregado contenido en un espacio euclídeo  $IR^n$ :

$$\rho(\epsilon) \propto \epsilon^{D_M-n}$$

Los resultados de  $\log M(r)$  vs.  $\log r$  que se presentan a continuación, han sido obtenidos a partir de la base de datos sísmica sobre toda el área Ibero-Magrebí, teniendo en cuenta la aplicación o no del pretratamiento de filtrado de calidad (Figuras 7.32 y 7.33).

El resultado del análisis practicado sobre la base filtrada difiere muy poco del obtenido sobre la base bruta. Por lo que, de forma análoga al análisis anterior, sobre cada una de las zonas se efectúa el estudio sobre la base filtrada. Como se aprecia en la figura 30, en todos los casos, el comportamiento de la función de masa de agregación es muy semejante. Los valores concretos de la dimensión correspondiente se han presentado en la tabla 8 encontrándose todos ellos muy próximos a 2 en el

Figura 7.32. Resultados obtenidos para la función de masa en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN global sin filtrar



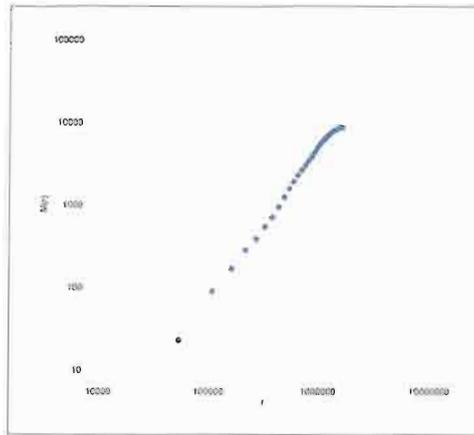


Figura 7.33. Resultados obtenidos para la función de masa en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros

intervalo de 1.7 a 1.9, lo cual permite afirmar que, en la mayoría de los casos, la distribución de agregación global se encuentra muy próxima a corresponderse con un agregado uniforme sobre el plano (figura 7.34).

ZONA	(sin filtrar)			(filtro PRIOR)	
	$D_0$	$D_C$	$D_M$	$D_0$	$D_{C1-D_{C2}}$ $D_M$
Global	1.44	1.56	1.74	1.54	1.53 1.80
Galicia			1.53	1.76-0.35	1.68
Pirineos			1.51	1.79-0.79	1.86
Portugal			1.54	1.55-1.13	1.78
Centro			1.38	1.43-1.04	1.82
Iberica			1.54	1.36-0.96	1.72
Golfo de Cádiz			1.52	1.86-0.88	1.53
Alboran			1.71	1.91-0.95	1.71
Béticas Or.			1.58	1.92-0.79	1.89
Argelia			1.31	1.92-0.84	1.98

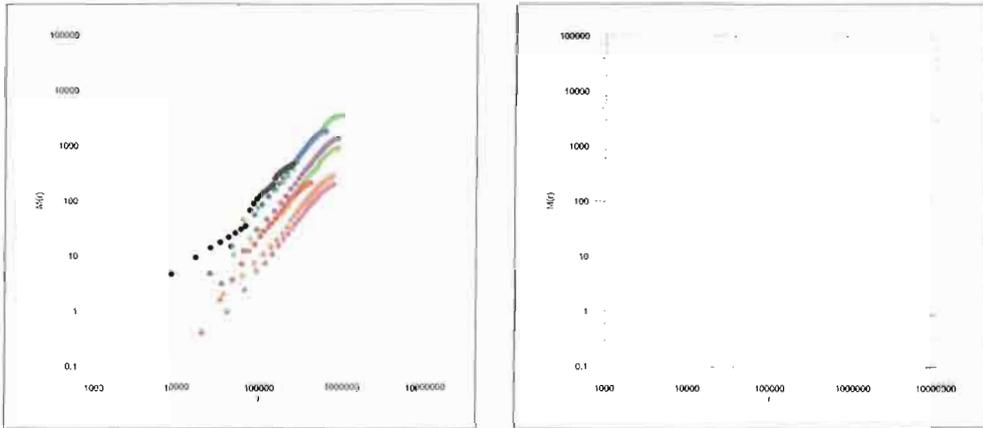
Tabla 7.8. Resultados numéricos de los valores calibrados para las pendientes en un modelo bilogarítmico lineal del cardinal de un  $\mathcal{E}$ -recubrimiento no disjunto con el campo de epicentros en función de la escala  $\mathcal{E}$  (valor de  $D$ ); de la función de distribución de la longitud de correlación entre epicentros (valor de  $D_c$ ) en función de la distancia; y de la función de agregación de masa (valor de  $D_M$ )

#### VII.6.5. Análisis de los momentos de orden superior de la medida

En el conteo realizado anteriormente, denotado por binario por sus dos valores posibles (0 si no hay epicentro en la celda y 1 si al menos hay un epicentro), no se tiene en cuenta la importancia de una celda frente a las demás si ésta tiene en su interior más epicentros que otra. Es decir, se trata de un conteo en el que no se pondera el peso relativo de cada celda frente al proceso espacial que está analizándose, y dado que, como habitualmente ocurre en la naturaleza, los puntos no se encontrarán uniformemente repartidos en el espacio es necesario asignar a cada celda una importancia. La asignación de un peso a cada celda puede realizarse tenien-

Figura 7.34. Resultados obtenidos para la función de masa en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros.

Los códigos de color son los utilizados en la tabla 7.5



do en cuenta la probabilidad de ocurrencia sísmica en el área y posición que ocupa la celda, en función del número de puntos que hay en su interior, supuesto el proceso de ocurrencia idénticamente distribuido e independiente (hipótesis iid). De esta forma a cada celda se asigna una probabilidad  $p_i$  dada por:

$$p_i = \frac{\sum_{j=1}^{Nep} 1_i(j)}{Nep} \quad \text{ecuación [7.86]}$$

siendo  $1_i(j)$  la función indicadora de valor unidad si el epicentro  $j$  se encuentra dentro de la celda  $i$ , y cero en otro caso. Según esta ponderación, en cada celda es posible calcular  $D_1$  a partir de la definición de información de Shannon, para la que la información se evalúa exclusivamente sobre aquellas celdas que aportan algo de información. De esta forma, si se estudia la variación de la información  $I(\epsilon)$  en función de la escala, con la escala mediante el límite:

$$D_1 = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{-\sum_{i=1}^{N(\epsilon)} p_i \log p_i}{\log \epsilon} \quad \text{ecuación [7.87]}$$

es posible obtener la dimensión de información. Mediante este análisis puede descubrirse el comportamiento singular de la distribución de puntos sobre el plano, siempre y cuando éste no se encuentre homogéneamente repartido. Las diferencias entre el patrón homogéneo y el que posee una aleatoriedad estructurada se constatan cuando existe una diferencia entre el valor de  $D_0$  y de  $D_1$ .

Los resultados de  $I(\epsilon)$  vs.  $\log \epsilon$  que se presentan a continuación (figuras 7.35, 7.36 y 7.37) han sido obtenidos a partir de la base de datos sísmica sobre toda el área Ibero-Magrebí, teniendo en cuenta la aplicación o no del pretratamiento de filtrado de calidad. En el caso del análisis realizado sobre la base sin filtrar y la base filtrada puede decirse primero que hay diferencia entre los respectivos valores de  $D_0$  y  $D_1$ , lo cual asevera la hipótesis de falta de uniformidad en la distribución de

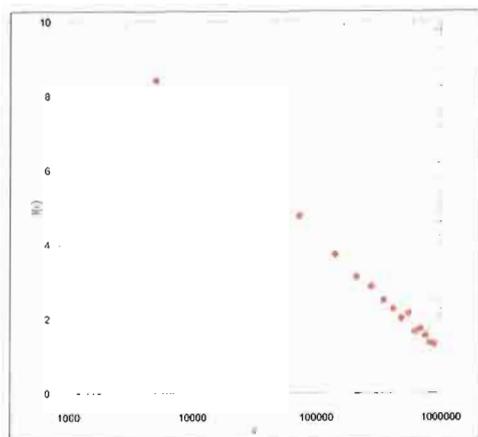


Figura 7.35. Resultados obtenidos para la función de información de Shannon en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN global sin filtrar

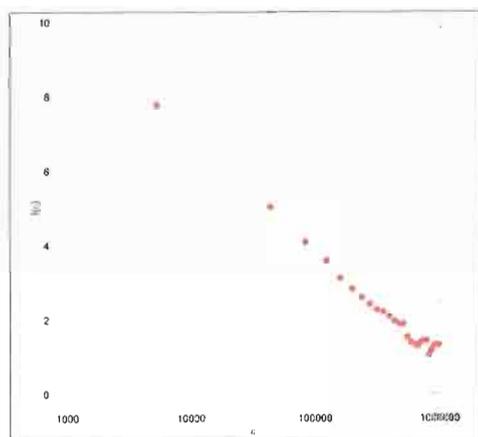


Figura 7.36. Resultados obtenidos para la función de masa en función de información de Shannon en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros

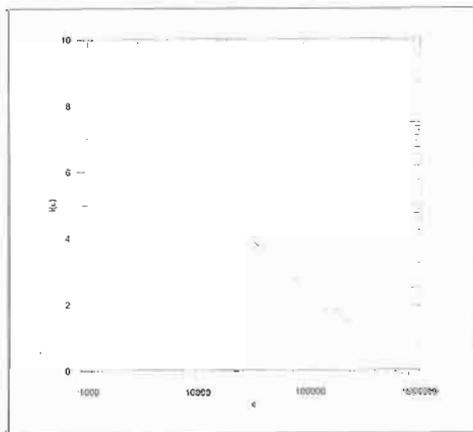
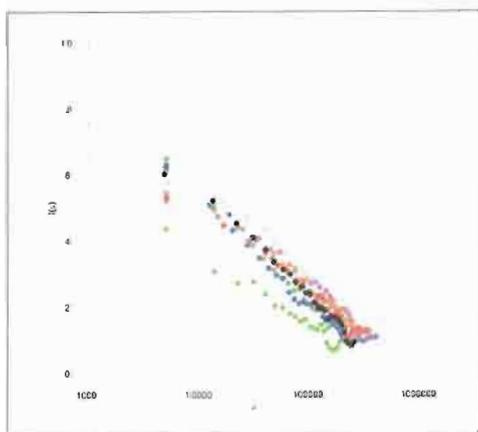


Figura 7.37. Resultados obtenidos para la función de información de Shannon en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 7.5

epicentros sobre aquellas zonas sísmicamente activas. La diferencia entre los respectivos valores de  $D_1$  entre la base sin filtrar y la filtrada supone que, como se había constatado anteriormente, se reduce aún más el grado de uniformidad que pudiera existir.

Quizá este hecho pueda ser debido a dos causas, la primera porque se reduce el número de punto y eso afecta a la representatividad de la base filtrada frente al proceso que debe de describir. La segunda es que realmente el hecho de utilizar una base bruta (sin calidad suficiente) perturba la realidad del sistema que es realmente poco uniforme.

Sobre el análisis por zonas es importante remarcar la singularidad del área de Galicia, cuyos niveles de información son inferiores al resto de las zonas analizadas. Esto, que provoca que posea un valor de dimensión de información inferior al resto, puede estar originado porque toda la información se encuentra concentrada alrededor de un área interna. Como puede entenderse, este hecho no se pone de manifiesto en la caracterización de la irregularidad de ocurrencia en el que todas las celdas son equiprobables.

Como se ha indicado, para el estudio del comportamiento fractal de las distribuciones en superficie de los puntos epicentros la realización del cálculo de la dimensión de capacidad  $D_0$  mediante una técnica de tipo conteo binario, en este valor no influye para nada el peso de la celda y por lo tanto aquella información que cada epicentro pueda aportar a éstas. Si además se considera que el punto, no sólo por su ocurrencia en una determinada área, se encontrase marcado con un peso, debido por ejemplo a su magnitud, o bien longitud de fracturación como es el caso aquí tratado, la información que aporta se ve modificado por esta etiqueta asociada a cada punto.

La asignación de un peso a cada celda puede realizarse teniendo en cuenta la probabilidad de ocurrencia sísmica en el área y posición que posea la celda, en función del número de puntos que hay en su interior, supuesto el proceso de ocurrencia idénticamente distribuido e independiente (hipótesis iid), y añadiendo la importancia o ponderando el hecho de que el terremoto sea de mayor o menor intensidad, es decir produzca una ruptura mayor o menor que otros de alrededor. De esta forma, si a cada celda se asigna una probabilidad  $p_i$  dada por:

$$p_i^w = \frac{\sum_{j=1}^{Nep} w_j l_i(j)}{Nep} \quad \text{ecuación [7.88]}$$

siendo  $l_i(j)$  la función indicadora de valor unidad si el epicentro  $j$  se encuentra dentro de la celda  $i$ , y cero en otro caso y el peso  $w_j$  el que evalúa la importancia del epicentro  $j$  en la celda  $i$ -ésima, en función de la longitud de ruptura a partir del modelo Wells y Coppersmith. Según esta ponderación en cada celda es posible calcular  $D_1$  a partir de la definición de información de Shannon, para la que la

información se evalúa exclusivamente sobre aquellas celdas que aportan algo de información:

$$D_1 = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(\epsilon)} p_i^w \log p_i^w}{-\log \epsilon} \quad \text{ecuación [7.89]}$$

Los resultados de  $\log l(\epsilon)$  vs.  $\log \epsilon$ , que se presentan a continuación (figura 7.38), han sido obtenidos a partir de la base de datos filtrada según los criterios expuestos en Prior por el equipo de la UPM, y de la subdivisión en zonas de especial interés según la tabla 5, tras aplicar a la magnitud de cada epicentro el modelo Wells y Coppersmith descrito. El hecho de asignar a cada celda una ponderación a la probabilidad de ocurrencia supone una modificación en la medida de soporte geométrico que a la vista de los resultados acentúa el comportamiento singular del proceso espacial sísmico.

Los valores obtenidos para las dimensiones  $D_1$  son, en todos los casos, inferiores a las obtenidas sin la ponderación, resultando ahora el comportamiento de Galicia con un valor notablemente inferior al de la zona Norte de Argelia, Cadena Ibérica y centro peninsular. Señalar que el mayor valor obtenido corresponde con la zona de G. Cádiz que lo denota como una zona de notables características de homogeneidad.

La definición de la dimensión de información o dimensión de primer orden puede ser generalizada para cualquier momento  $q$  de orden superior a 2, según la teoría de la información de Renyi. Por ejemplo, para  $q = 2$ , es posible calcular el valor de la dimensión de correlación  $D_2$  según los momentos de segundo orden de la medida de probabilidad definida para ponderar cada celda:

$$D_2 = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{-\log \sum_{i=1}^{N(\epsilon)} p_i^2}{\log \epsilon} \quad \text{ecuación [7.90]}$$

Mucho más notable es la singularidad del área de Galicia, que en el estudio de los momentos de segundo orden, destaca sobre todas las demás con una dimen-

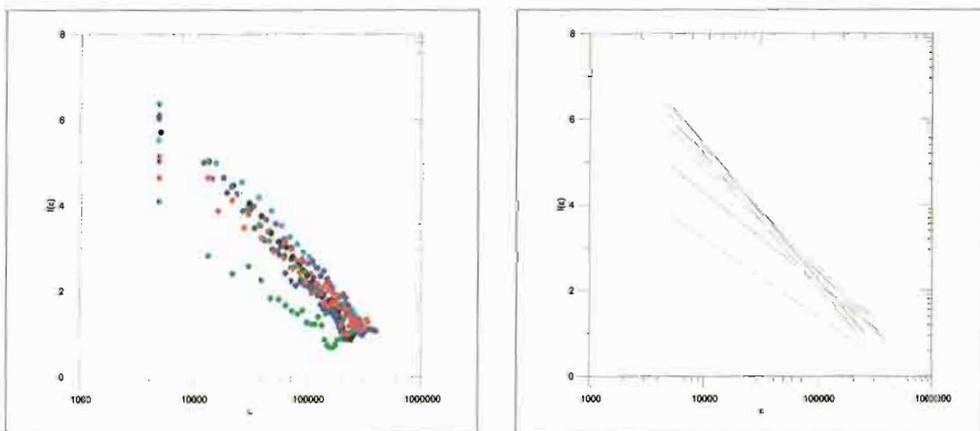


Figura 7.38. Resultados obtenidos para la función de distribución de información de Shannon en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada de 8.732 epicentros y aplicado el modelo de Wells y Coppersmith. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 7.5

Figura 7.39. Resultados obtenidos para la función de correlación por momentos de segundo orden, en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN global sin filtrar

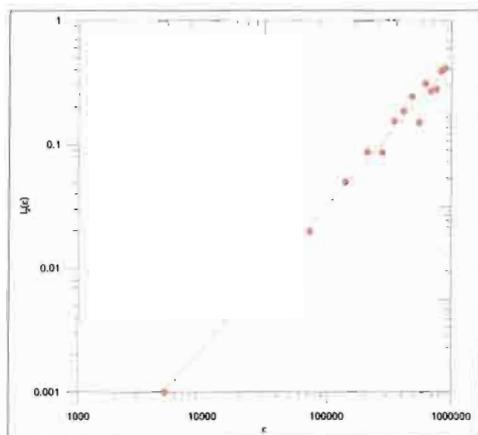


Figura 7.40. Resultados obtenidos para la función de correlación por momentos de segundo orden, en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN global filtrada

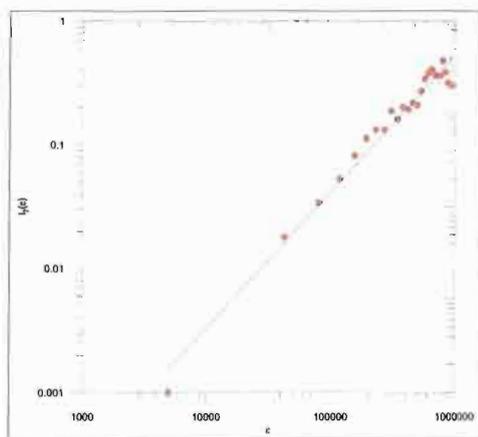
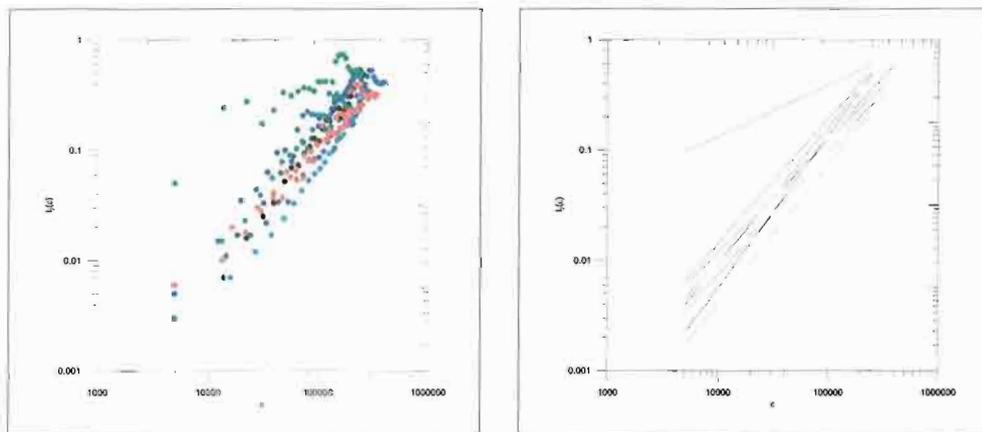


Figura 7.41. Resultados obtenidos para la función de correlación por momentos de segundo orden, en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 7.5



sión realmente inferior al resto, cuya distribución parece mantenerse en conjunto muy parecida entre sí (Figuras 39, 40 y 41).

O bien, la dimensión de correlación  $D_2$  según los momentos de orden dos de la medida de probabilidad definida para ponderar cada celda:

$$D_2 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} (p_i^w)^2}{-\log \varepsilon} \quad \text{ecuación [7.91]}$$

Hirata (1989) relaciona de forma empírica la dimensión de correlación  $D_2$  con el parámetro  $b$  en una región activa de Japón, afirmando que la relación de Aki, parte de la distribución hipocentral de terremotos, esto es en tres dimensiones y que asume el modelo de autosimilitud entre el momento sísmico y la longitud de la ruptura, además de que la distribución espacial de las fallas sismogénicas es fractal (King, 1983) y que los terremotos siguen un modelo de barreras.

Según el autor anterior, aunque la autosemejanza geométrica (en la distribución espacial) de los conjuntos de fallas para un rango de escalas está basado tanto en observaciones geológicas como en consideraciones topológicas, la autosemejanza de la distribución en *tamaño* de estas fracturas viene desde la ley de Gutenberg y Richter. Hirata (1989) parte tanto del modelo de barreras como del modelo de asperezas (Lay y Kanamori, 1981) pero no de una estructura fractal previa de la distribución espacial de las fallas. Según el modelo propuesto por Hirata (1989), el parámetro  $b$  de la ley de Gutenberg y Richter se correlaciona directamente con la dimensión de correlación  $D_2$  para cada región en particular, siendo una relación que es función del tiempo (figura 7.42).

La singularidad de los momentos de segundo orden se pone aún más de manifiesto cuando se utiliza la medida ponderada con la longitud de ruptura. Se encuentra ahora un comportamiento parecido en las dimensiones  $D_2$  para las zonas Ibérica, y de Argelia, con un valor cercano a 0.8, por un lado, y por otro en las zonas de Pirineos, Portugal, Centro y Cadenas Béticas por otro, próximo a 1.0. Los valores extremos se localizan sobre la zona del Golfo de Cádiz (próximo a 1.3) y en el NO (próximo a 0.4).

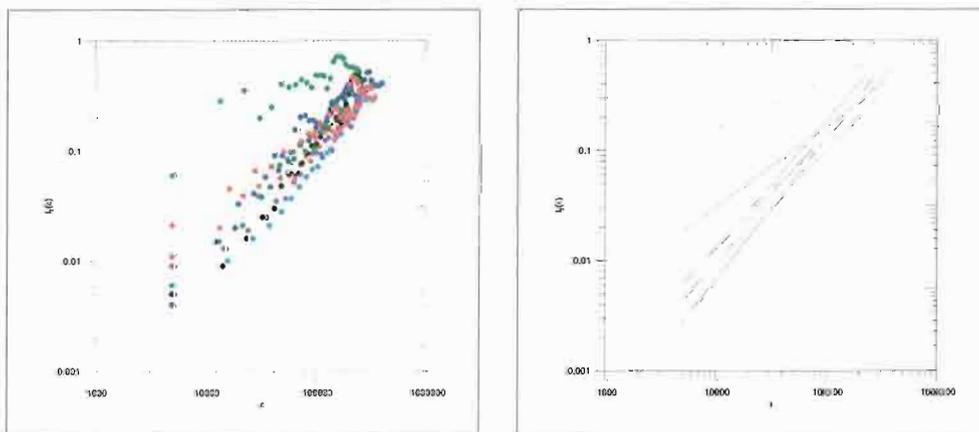


Figura 7.42. Resultados obtenidos para la función de correlación por momentos de segundo orden, en función de la escala  $\varepsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos del IGN para cada zona filtrada y aplicado el modelo Wells y Coppersmith. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 7.5

VII.7. EVALUACIÓN DEL ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD

En la tabla 7.8 se recogen, de manera sintetizada, los resultados obtenidos tras las regresiones hiperbólicas efectuadas para estimar los valores de  $D_0$ ,  $D_C$ ,  $D_M$  para el conjunto de datos global sobre el área estudiada y cada una de las zonas que se han definido con características geológicas bien diferenciadas. Asimismo estos resultados se presentan diferenciados atendiendo al origen de los datos, como se ha constatado en el epígrafe anterior, frente a la base de datos sísmicos bruta o filtrada con los criterios establecidos en el epígrafe VII.3.

En la tabla 7.9 se presentan los resultados obtenidos para los análisis efectuados sobre cada una de las zonas teniendo en cuenta la ponderación de cada punto con la longitud (en Km) de fracturación en superficie, según el modelo de Wells y Coppersmith de 1994 (WC). Estos análisis se refieren a aquellas calibraciones que se vean afectadas por dicha ponderación, es decir  $D_1$  y  $D_2$ .

Tabla 7.9. Resultados numéricos de los valores calibrados para las pendientes en un modelo semilogarítmico lineal de la información (valor de  $D_1$ ) y del momento de segundo orden de la probabilidad (valor de  $D_2$ ) con un  $\epsilon$ -recubrimiento no disjunto con el campo de epicentros en función de la escala  $\epsilon$ . Se ha considerado que la probabilidad asociada a cada posición en el plano se pondere exclusivamente con el número de epicentros circundantes (sin L) o además con las longitudes de ruptura en superficie asociadas a cada epicentro (con L) por su magnitud según el modelo WC. Resultados para cada una de las zonas consideradas

ZONA	(sin L)				(con L)	
	D1-filt	D1+filt	D2-filt	D2+filt	D1+filt	D2+filt
Global	1.37	1.27	1.15	1.10		
Galicia		0.84		0.46	0.79	0.43
Pirineos		1.24		1.11	1.18	1.02
Portugal		1.25		1.25	1.19	1.11
Centro		1.10		1.10	1.07	1.03
Iberica		1.15		1.06	1.04	0.82
Golfo de Cádiz		1.41		1.37	1.35	1.28
Alboran		1.39		1.23	1.36	1.17
Béticas Or.		1.36		1.12	1.34	1.15
Argelia		1.09		1.01	0.92	0.73

Como puede apreciarse en el siguiente gráfico (figura 7.43) los valores obtenidos verifican  $D_0 > D_1 > D_2$  para cada una de las zonas. Los valores de  $D_0$  son semejantes para Galicia, Pirineos, Portugal, Cadena Ibérica, Golfo de Cádiz y Cadenas Béticas, con un valor promedio de 1.5, tomando valores más bajos en el centro peninsular y en Argelia, con un  $D_0$  próximo a 1.3, y destacando el valor de  $D_0 = 1.7$  en la zona de Alborán. Esto supone que para la mayoría de las zonas estudiadas, la distribución de la ocurrencia espacial de los epicentros no llega a llenar la superficie, encontrándose distribuida con un patrón aleatorio estructurado formando agrupaciones de eventos.

Estas agrupaciones tienden a desaparecer en la zona de Alborán ya que los epicentros se distribuyen más uniformemente sobre el área considerada. Por el contrario ocurre en las zonas centro y norte de Argelia, en las que los epicentros se concentran más formando cúmulos de eventos. La notable diferencia que hay entre los valores calculados de  $D_0$ ,  $D_1$  y  $D_2$  permiten afirmar que el proceso de ocurrencia sísmica es un fenómeno multiplicativo, lo que se traduce en una multifractal-

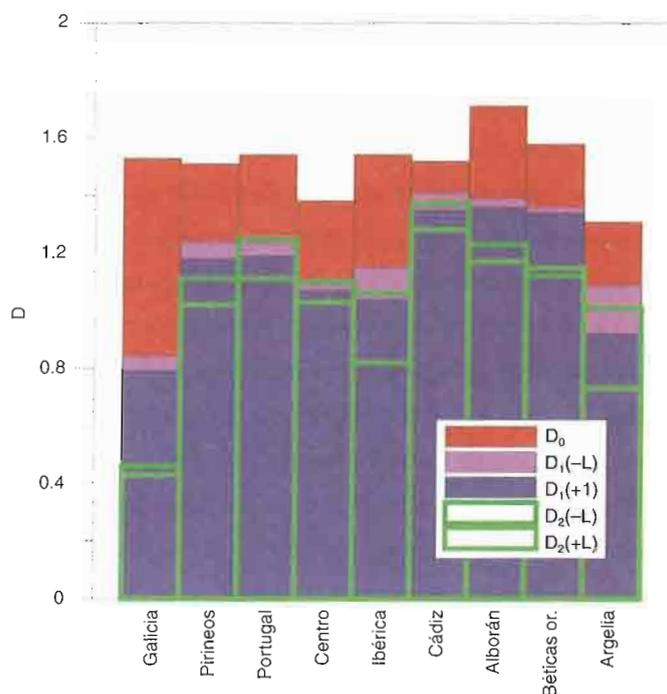


Figura 7.43. Gráfico donde se presenta la relación entre los diferentes valores de  $D$  obtenidos para cada zona

lidad en la distribución, tanto sin ponderar como ponderada, de los sucesivos momentos de la medida de soporte geométrico (probabilidad de ocurrencia y probabilidad de longitud de ruptura superficial). Señalar que el hecho de considerar la ponderación de la longitud de fractura (+L) produce una disminución en los valores de la dimensión correspondiente.

Por último, los resultados se resumen en la tabla 7.10. Los exponentes ajustados sobre las funciones de distribución complementarias acumuladas de las longitudes de fractura, asociadas por el modelo WC a cada sismo registrado en la base de datos. Dichos valores del exponente obtenido, supuesto el comportamiento de dicha ley del tipo hiperbólico, se compara con el parámetro  $a$  que teóricamente correspondería, y el  $b$  asociado a las magnitudes registradas en la misma zona y que figuran en la base del IGN.

En las siguientes figuras se presentan las posibles relaciones gráficas que pueden encontrarse entre el grado de sismicidad, valorado por  $b$ , y el resto de parámetros que han sido calibrados para cada modelo de irregularidad fractal ( $D_0$ ,  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_C$  y  $D_M$ ). Pudiera hacerse igualmente este estudio sobre el valor de  $a$  ya que ambos  $b$  y  $a$  se encuentran ligados linealmente (figura 7.44) sobre una recta, es decir  $b \propto 1.49a$ . Las conclusiones que se obtuviesen serían las mismas, tanto sobre la distribución de magnitudes (ley de Gutenberg-Richter) como sobre la distribución de tamaños de rotura (modelo WC aplicado).

Sobre los diferentes valores obtenidos para  $D_0$  en cada zona, caracterizada por su grado de sismicidad  $b$ , puede encontrarse, aunque no de forma neta, una tendencia en los valores crecientes de la sismicidad hacia valores mayores de la dimensión de recu-

brimiento. Esa correlación positiva desaparece en los casos más extremos de las zonas tratadas, como son Argelia y el centro peninsular, como se aprecia en la figura 7.45.

Sobre el comportamiento del valor de  $D_C$  (figura 7.46) hay que destacar que para todos los casos se han encontrado dos pendientes claras, cuyos límites de ajuste son en general igual para todos, situándose alrededor de los 10 km, y con unos valores más o menos semejantes en cada caso, superiores a 1.2. La distinción más acusada se encuentra en los valores calibrados sobre las pendientes para distancias superiores a los 10 km, encontrándose valores inferiores a la unidad.

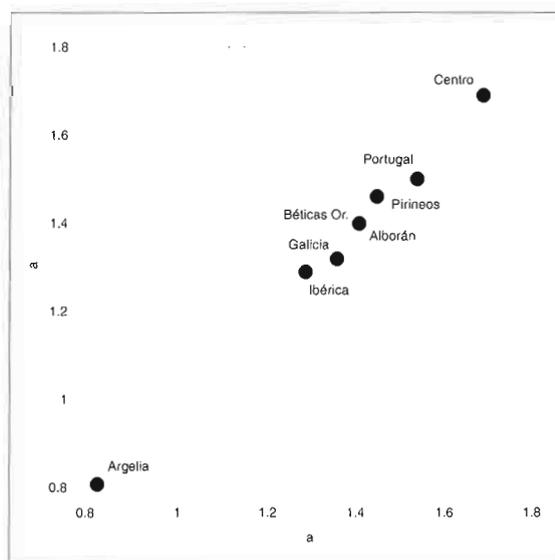
Esto significa que sobre las diferentes nubes de epicentros en cada zona pueden encontrarse dos distribuciones de distancias epicentrales, la primera que correspondería con las distancias de los epicentros que forman la agrupación (para distancias inferiores a 10 km) y la segunda distribución, desacoplada de la primera, de las distancias entre grupos de epicentros (superiores a los 10 km).

Destacar el caso de Argelia, que como se señaló en la interpretación de  $D_0$ , los valores de  $D_M$  son muy próximos a 2, con los que la distribución de las agrupaciones de epicentros es casi homogénea sobre todo el área.

Análogamente se comportan los valores obtenidos para la dimensión de agregación  $D_M$ , donde destaca como mayor de todos el de Argelia, como se ha comentado, debido a lo homogénea en la distribución de epicentros. El resto de los valores siguen una tendencia, aunque no clara, de aumentar a medida que aumenta el índice de la sismicidad  $b$ , con un valor mínimo en Golfo de Cádiz (figura 7.47).

Las correlaciones que pueden encontrarse sobre las dimensiones de orden superior  $D_1$  y  $D_2$  en función del parámetro  $b$  no son especialmente simples. En ambos casos hay algún área que destaca sobre las demás en su comportamiento.

*Figura 7.44. Gráfico donde se presenta la relación entre el valor de la sismicidad  $b$  y el  $a$  calibrado sobre las funciones de distribución complementarias acumuladas de las longitudes de ruptura en superficie que se han asociado a cada sismo según el modelo de WC. Cada punto en el gráfico representa el resultado de una zona indicada*



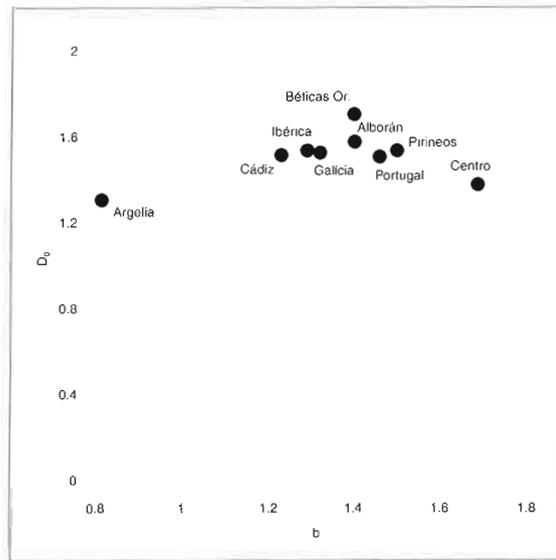


Figura 7.45. Gráfico donde se presenta la relación entre el valor de la sismicidad  $b$  y el  $D_0$  calibrado sobre la irregularidad de ocurrencia del terremoto. Cada punto en el gráfico representa el resultado de una zona indicada

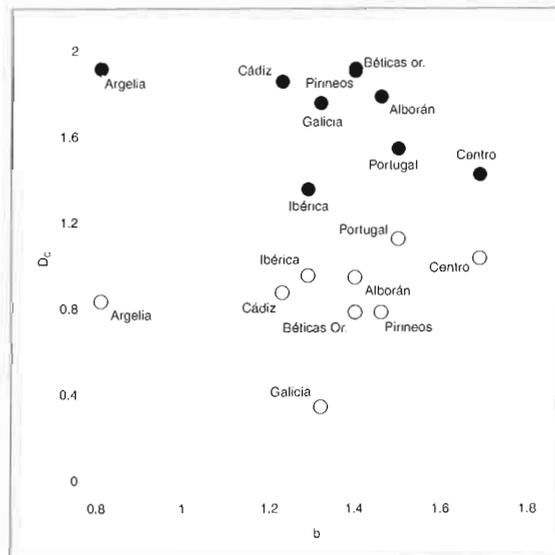


Figura 7.46. Gráfico donde se presenta la relación entre el valor de la sismicidad  $b$  y el  $D_C$  calibrado sobre la distribución de distancias entre terremotos o correlación espacial. Cada punto en el gráfico representa el resultado de una zona indicada, utilizando ● para  $D_{C1}$ , y ○ para  $D_{C2}$

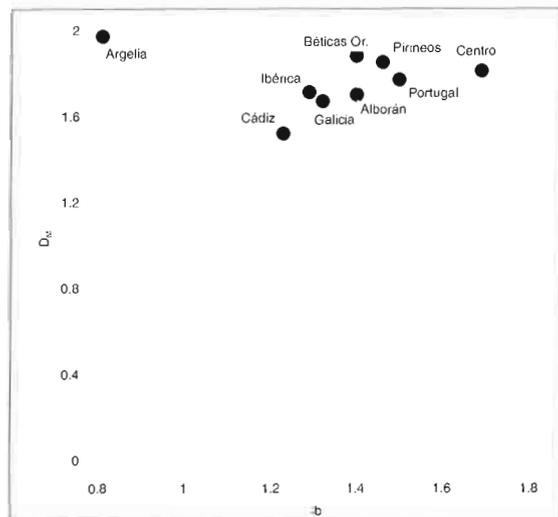


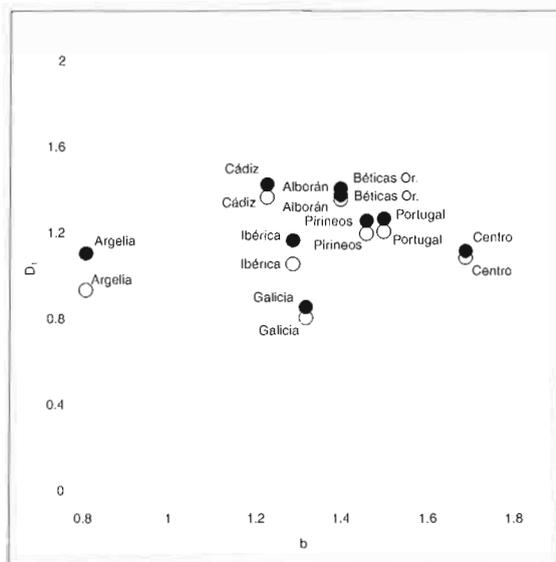
Figura 7.47. Gráfico donde se presenta la relación entre el valor de la sismicidad  $b$  y el  $D_M$  calibrado sobre la irregularidad de información del conjunto de terremotos. Cada punto en el gráfico representa el resultado de una zona indicada

Para la dimensión  $D_1$  esta área es Galicia, si se considera la probabilidad de ocurrencia, y se incorpora el área de la Cadena Ibérica si se considera la probabilidad de ruptura superficial. Para el resto, si se excluyen unos u otros en cada consideración, aún así, no puede afirmarse que haya una tendencia en los valores de  $D_1$  vs.  $b$  como se aprecia en la figura 7.48.

Ésta se hace más clara si se considera el comportamiento de la dimensión de segundo orden  $D_2$ , con las mismas consideraciones que las realizadas para  $D_1$ . El comportamiento creciente en  $D_2$  para valores crecientes de  $b$ , puede verse en la figura 7.49, aunque dicha tendencia desaparece si se analiza con detalle el caso en el que se considera como probabilidad la de fracturación, es decir, tomando los epicentros no todos con la misma importancia sino son más importantes aquellos que producen una ruptura superficial mayor (distribución epicentral ponderada).

Finalmente, como puede verse en la figura 7.50, valores superiores de  $D_1$  y  $D_2$  dan lugar a valores superiores en  $D_0$ , a excepción del área de Galicia, que sale fuera de esta tendencia por sus reducidos valores de las dimensiones de información y de correlación, primer y segundo orden respectivamente.

Figura 7.48. Gráfico donde se presenta la relación entre el valor de la sismicidad  $b$  y el  $D_1$  calibrado sobre la irregularidad de información del terremoto. Dicha información se determina a partir de la probabilidad de ocurrencia con ● (-L) o la probabilidad de ruptura superficial con ○ (+L) según el criterio de Shannon. Cada punto en el gráfico representa el resultado de una zona indicada



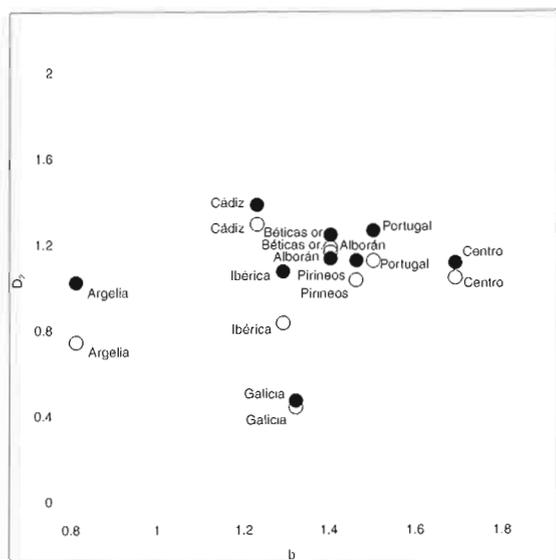


Figura 7.49. Gráfico donde se presenta la relación entre el valor de la sismicidad  $b$  y el  $D_2$  calibrado sobre la irregularidad de correlación de la medida asociada a cada terremoto. Dicho momento de segundo orden se determina a partir de la probabilidad de ocurrencia con  $\bullet$  ( $-L$ ) o la probabilidad de ruptura superficial con  $\circ$  ( $+L$ ) según el criterio de Renyi. Cada punto en el gráfico representa el resultado de una zona indicada

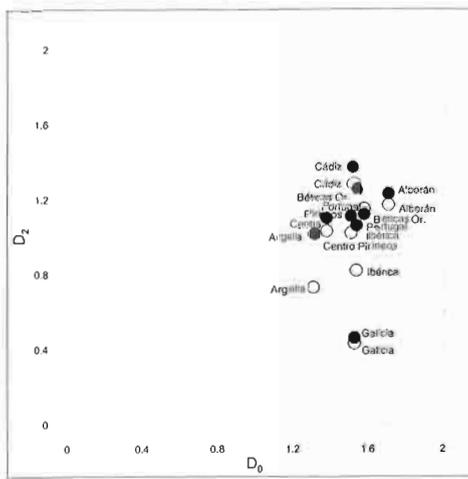
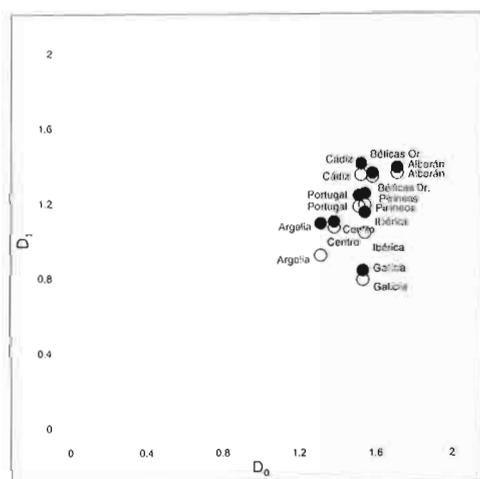


Figura 7.50. Gráfico donde se presenta la relación entre el valor de la dimensión  $D_0$  y la  $D_1$  y  $D_2$  calibradas sobre la irregularidad de información y correlación asociada a cada terremoto, a partir de la probabilidad de ocurrencia o la probabilidad de ruptura superficial como en las figuras 7LT y 8LT. Cada punto en el gráfico representa el resultado de una zona

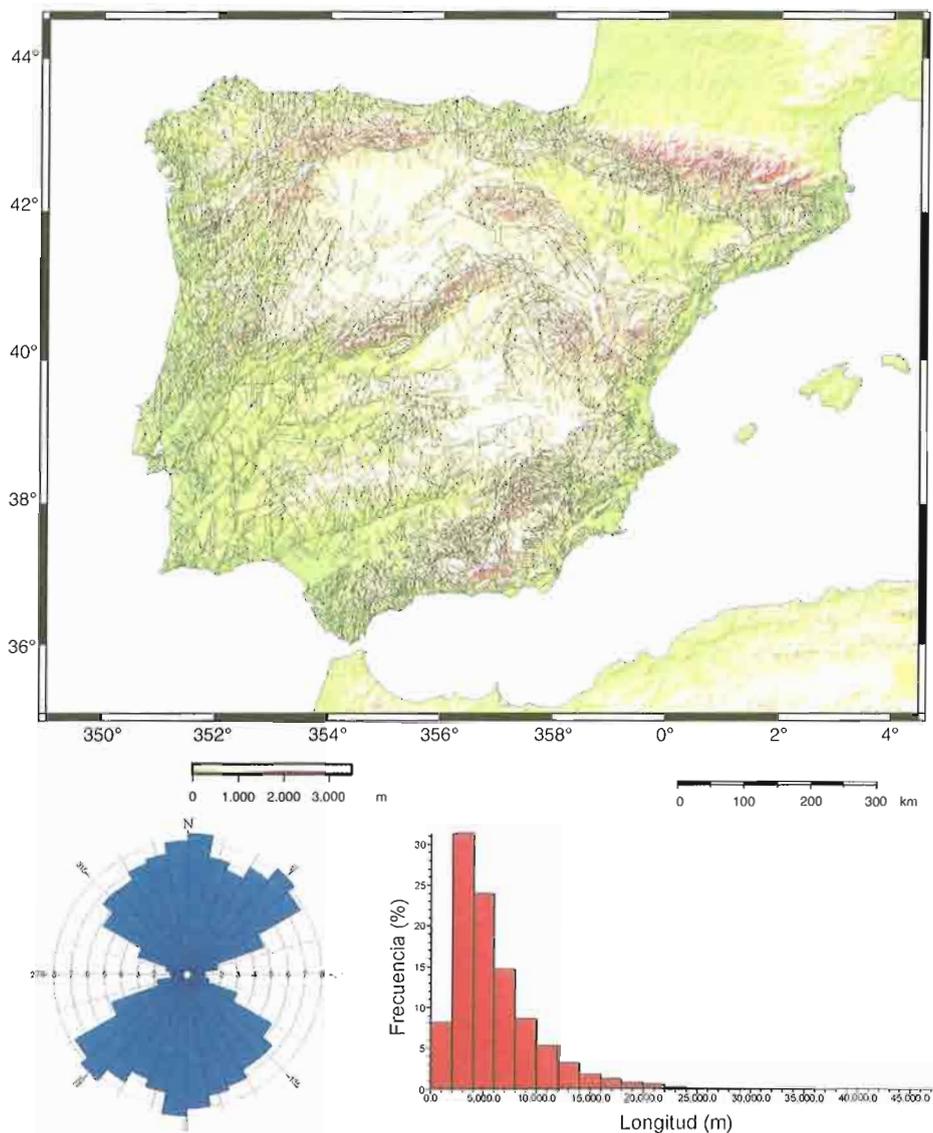


## **VIII. Análisis del patrón de la fracturación**



### VIII.1. CONSTRUCCIÓN Y ANÁLISIS DEL MAPA DE FALLAS DE SEGUNDO ORDEN

En este apartado se aborda el análisis de la red de fracturación de segundo orden de la Península Ibérica. Se ha obtenido a partir de la superposición de la cartografía geológica (figura 8.1) y de la interpretación estructural del modelo digital de elevaciones (MDE) descrito en el capítulo 6 e iluminado desde distintas orientaciones. En primer lugar, se ha realizado un análisis clásico (lineal) de las principales características (orientaciones y longitudes) de los segmentos que componen dichas fracturas. Posteriormente se ha realizado un mapa de densidad de fracturación de segundo orden. Este mapa permite describir de un modo más realista, algunos rasgos tectónicos del patrón de fracturación presente en la Península Ibérica. Estos rasgos son de gran utilidad para la mejor localización de la nucleación de los esfuerzos activos y para la determinación de la peligrosidad sísmica, de un modo más realista.



*Figura 8.1. Mapa de fallas de segundo orden con la rosas de direcciones e histograma de longitudes*

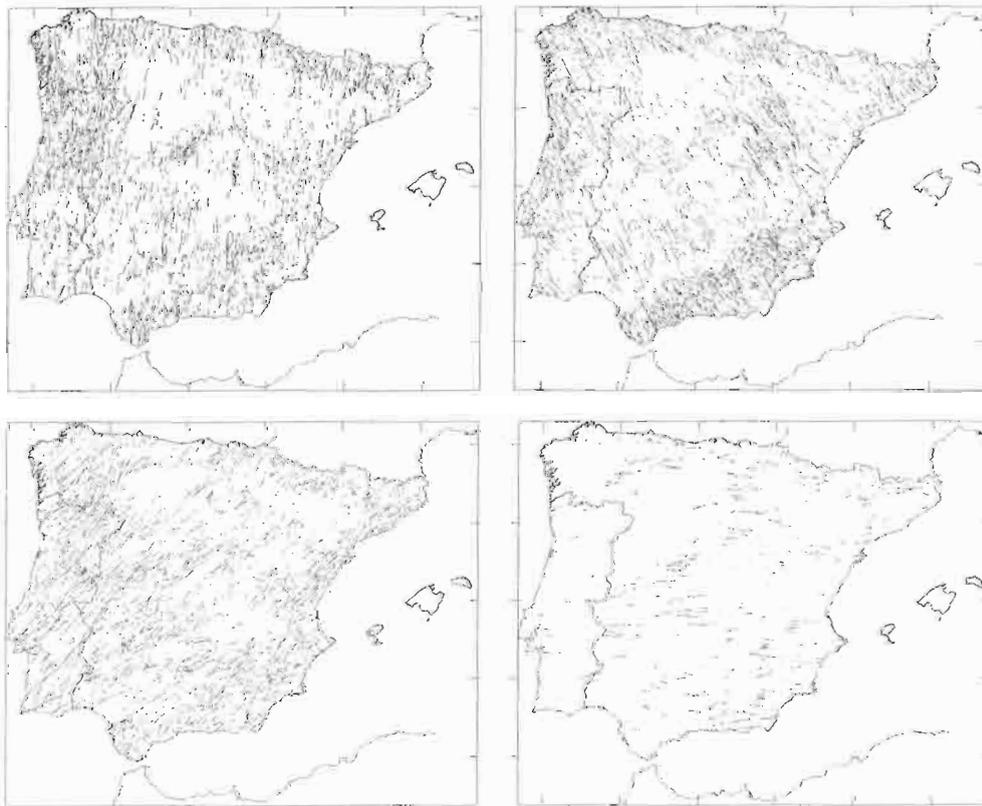
En un segundo paso, para un análisis tectónico más detallado, se ha dividido la Península Ibérica en una serie de zonas homogéneas (ver epígrafe 4.2.2), cuyos límites se basan en la integración de todos los datos recogidos en el proyecto. A estas zonas se les ha aplicado el mismo tipo de análisis que para el mapa total.

### Características de las fallas de segundo orden a escala Peninsular

El patrón de deformación frágil de la Península Ibérica muestra unas pautas muy constantes de orientaciones de fallas (figura 8.2), aunque localmente aparezcan con sentidos de movimiento contrapuestos o predominen unas sobre otras. En general se reconocen tres direcciones principales (N-S, NO-SE y NE-SO) y una menor (E-O). Las fallas NO-SE, N-S y NE-SO resultan especialmente ubicuas, presentando un gran recorrido con longitudes de traza ocasionalmente superiores a varios centenares de km. En cualquier caso, las que presentan una mayor longitud son las NE-SO, sobre todo en el Macizo Ibérico. Sus movimientos predominantes son en dirección, e inverso (sobre todo en las NE-SO del Sistema Central y en las más segmentadas de las Cordilleras Béticas).

Las más próximas a la fachada mediterránea tienen carácter predominantemente de tipo normal. Son también características, aunque menos frecuentes, las E-O. Estas fallas, con la excepción del cabalgamiento cantábrico S, aparecen muy seg-

*Figura 8.2.  
Distribución espacial de las cuatro familias de fallas de segundo orden en las principales regiones tectónicas de la Península Ibérica*



mentadas por las anteriores y muestran, por tanto, unas longitudes de trazas menores y un movimiento inverso predominante. Lo mismo cabe decir para las NE-SO de las Cordilleras Béticas.

En el sector entre Almería y Granada, aparecen en esta cadena importantes alineaciones E-O que se pierden hacia occidente. Cabe pues, concluir una primera característica del patrón de fracturación ibérico: los contactos cabalgantes aparecen más segmentados que los desgarres, con unas direcciones predominantes E-O y NE-SO. En cuanto a las fallas en dirección, cabe señalar los resultados obtenidos para la moda NO-SE, paralela al campo de esfuerzos activo (ver capítulo 3) es la más abundante en las Cordilleras Béticas y en la Cadena Ibérica y es importante en la esquina NE de la Península. En el Macizo Ibérico muestran unas trazas menores que las NE-SO, si bien están distribuidas de una manera bastante uniforme (figura 8.2 y 8.3).

La moda N-S tiene una gran presencia en la fachada O, también en Pirineos y, en menor medida, en la Cordillera Cantábrica, el Sistema Central y las Béticas.

En cuanto a las longitudes de las fallas, se han analizado los segmentos rectilíneos, lo que supone infraestimar las longitudes totales de las fallas, sacrificando este valor frente a la orientación. El número total de segmentos cartografiados es de 22.345. Las longitudes de las trazas rectilíneas de las fallas cartografiadas oscilan entre 1 y 50 km, si bien las más abundantes corresponden a longitudes entre 2 y 6 km (50 % del total).

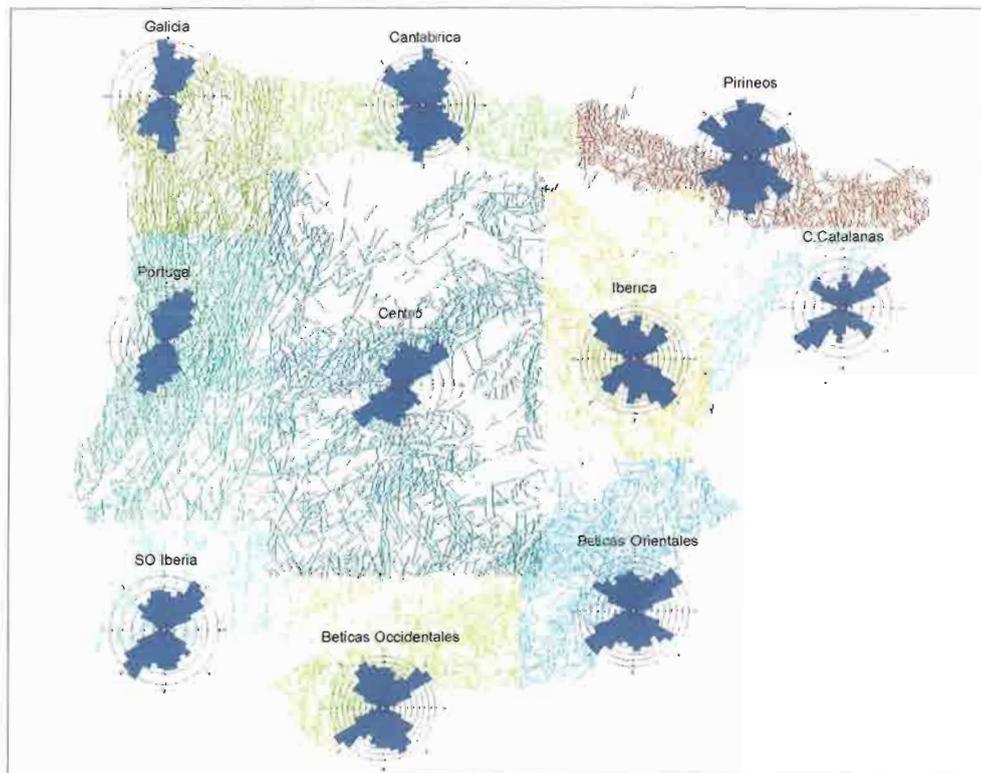
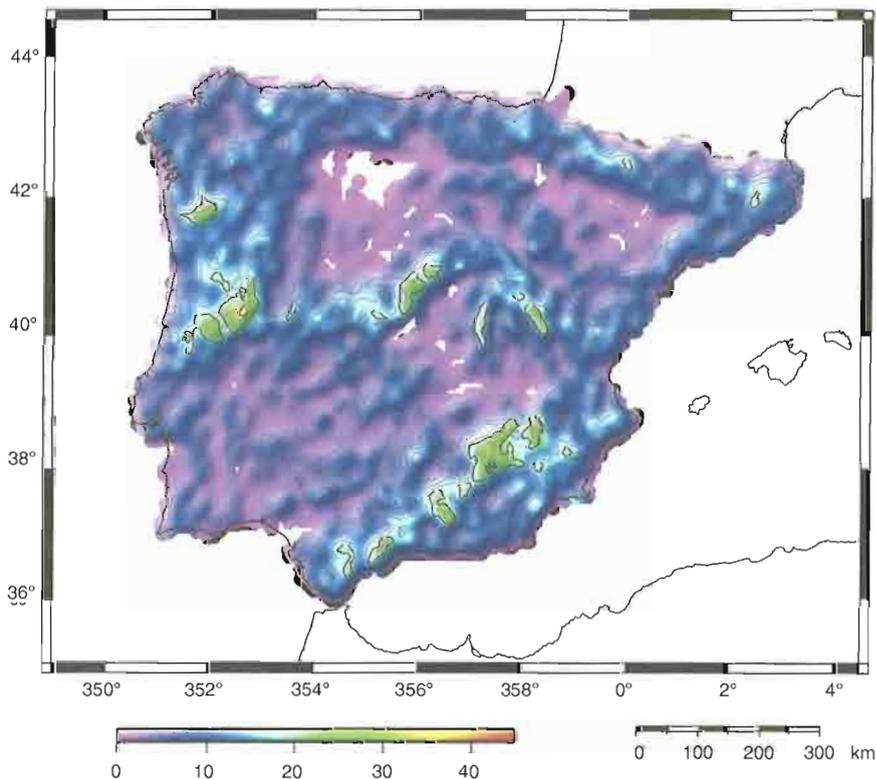


Figura 8.3. Rosa de direcciones de las fracturas de segundo orden ponderando las longitudes a lo largo de las principales regiones tectónicas de la Península Ibérica

*Mapa de densidad de fracturación.* Para la construcción del mapa de densidad de fracturación (figura 8.4) se procedió a realizar un conteo del número de fallas (frecuencia) incluidas por unidad de superficie (celda). Dado que el tamaño del mapa digitalizado tiene una escala 1:1.000.000, y tras probar con diferentes tamaños de celdas, se seleccionó una de 10x10 km, que resulta adecuada para los tamaños de fallas cartografiadas. Posteriormente, se interpoló la frecuencia a una malla con el mismo tamaño que la distancia entre celdas. Finalmente, se ha representado esta malla, resaltándola con un sombreado artificial según N315°E (perpendicular al campo de esfuerzos activo). De este modo, las unidades del mapa son número de fallas por celda (número de fallas/100 km<sup>2</sup>), lo que viene a representar un valor de la penetración de la deformación frágil en la corteza de la Península Ibérica.

*Descripción del mapa de densidad de fracturación.* Prácticamente toda la Península Ibérica presenta unos valores de densidad superiores a 5 fallas/100 km<sup>2</sup> (a escala 1:1.000.000, 1 falla / 20 km<sup>2</sup>). Las excepciones aparecen en el extremo N de la Cuenca del Duero y en pequeños sectores de las cuencas del Tajo, Guadalquivir y Ebro. Por lo que respecta a los valores de mayor densidad de fracturación (> 1 fallas / 5 km<sup>2</sup>), éstos se encuentran situados en el centro y norte de Portugal, al O de la cuenca del Duero, las Béticas externas, el Sector Oriental del Sistema Central, y algunos pequeños sectores de las Cordillera Ibérica, Pirineos y Cordillera Cantábrica. Cabe destacar que estos máximos van asociados a la superposición

Figura 8.4.  
Mapa de densidad de fracturación expresado en nº de fallas / 100 km<sup>2</sup>. Ver texto para la explicación



de dos o más de las familias más abundantes descritas en el apartado anterior (N-S, NO-SE y NE-SO).

En general, la fracturación es más intensa en las cadenas que en las cuencas cenozoicas, y se aprecia cómo alguna de las fallas de mayor recorrido, suponen también fuertes contrastes en los valores de densidad.

Por otra parte, el mapa refleja muy bien el patrón de deformación flexural a gran escala en el Antepaís Ibérico, que queda puesto de manifiesto como una serie de máximos de densidad de dirección ESE-ONO que están limitados por fallas inversas de primer orden.

## VIII.2. CONSTRUCCIÓN DEL MAPA DE FALLAS DE PRIMER ORDEN: CRITERIOS DE REPRESENTACIÓN

*Criterios de representación.* Para realizar el mapa de fallas de primer orden se han seleccionado un número de criterios no muy elevado por dos motivos: el primero es no hacer un mapa excesivamente complejo, y el segundo, que los criterios fueran útiles para análisis posteriores, sobre todo en relación al análisis de peligrosidad sísmica. Los criterios finalmente elegidos son los siguientes.

- Criterio topográfico: Se han marcado en color negro todas aquellas fallas de primer orden que tienen escalones topográficos relevantes y/o clara influencia en la topografía a escala 1:1.000.000, a partir de los análisis realizados en el capítulo 6.4
- Criterio geofísico: Se han cartografiado en azul aquellas fallas que presentan anomalías geofísicas (gravimétricas y/o magnéticas) relevantes a escala 1:1000.000 asociadas a su traza, a partir de los análisis geofísicos descritos en el capítulo 5.
- Criterio de actividad tectónica reciente: Se han cartografiado con un grosor duplicado aquellas fallas que tienen actividad sísmica o paleosísmica demostrada (capítulos 6.6 y 7) o evidencias de actividad reciente a partir de datos tectonosedimentarios, de asimetría de cuencas y/o de huellas de fisión en apatitos (capítulos 6.1 y 6.2).

En el caso de que se combinen más de uno de estos caracteres, se aumentará el grosor para la actividad reciente manteniendo el color, o bien se asignará un color rojo cuando coincidan los criterios topográficos y geofísicos. Finalmente, aquellas fracturas o tramos de fracturas que a escala 1:1000.000 a los que no se les haya atribuido ninguno de los anteriores criterios se les ha cartografiado en gris.

En el mapa de fallas de primer orden, se han considerado como activas, las fallas que:

- a) presentan alineaciones epicentrales en los mapas de sismicidad instrumental
- b) presentan evidencias paleosísmicas durante el Cuaternario
- c) aparecen relacionadas con vulcanismo cuaternario
- d) afectan a la red fluvial

Dado que en la Península, la principal reestructuración hasta la situación tectónica actual ocurrió hace 9 ma, y que el último pulso importante parece haber comenzado en el Plioceno (5 ma), hemos incluido también como activas las fallas que:

- e) están relacionadas con rupturas sedimentarias pliocenas
- f) afectan a materiales del Mioceno superior
- g) muestran evidencias de actividad Plio-Cuaternaria en los análisis de huellas de fisión en apatitos
- h) están relacionadas con vulcanismo plioceno

Esta ampliación queda justificada por la situación tectónica que implica una deformación difusa (muy distribuida) y lenta. En este contexto, la idea de que la falta de prueba no es prueba de ausencia, puede también aplicarse a la casi totalidad de las fallas de primer orden activas durante el Cenozoico (o al menos a las próximas a las consideradas como activas con orientaciones y tamaños similares). Por lo que, dadas las características de los esfuerzos activos actuantes, la evidencia de que las deformaciones béticas pueden reactivar estructuras pirenaicas previas (sin cambios apreciables en el sentido del movimiento) y el tamaño de las principales fallas cenozoicas, la mayor parte de las fallas del mapa de las de Primer Orden, pueden considerarse, a largo plazo (1 ma), como activas.

En el mapa, se han señalado en grueso las que, al menos, tienen una evidencia de movimiento en relación a las categorías mencionadas.

Las alineaciones epicentrales más evidentes aparecen en las Cordilleras Béticas, delimitando distintos enjambres que suelen dibujar formas romboidales. Cabe señalar la presencia de una zona de sombra sísmica a lo largo de las fallas 245 y 646, que limita la banda E-O de las béticas occidentales de otra NE-SO, de las béticas orientales.

*Análisis de distribución de orientaciones de fallas de primer orden.* El patrón de fallas de primer orden de la Península Ibérica muestra unas orientaciones de fallas muy bien definidas (figura 8.5). En general, se reconocen dos direcciones principales (NE-SO, NO-SE) y dos menores (E-O y N-S).

Las fallas NO-SE y NE-SO resultan especialmente ubíquas, presentando un gran recorrido, con longitudes de traza ocasionalmente superiores a varios centenares de km y con movimientos predominantes en dirección, e inverso (sobre todo

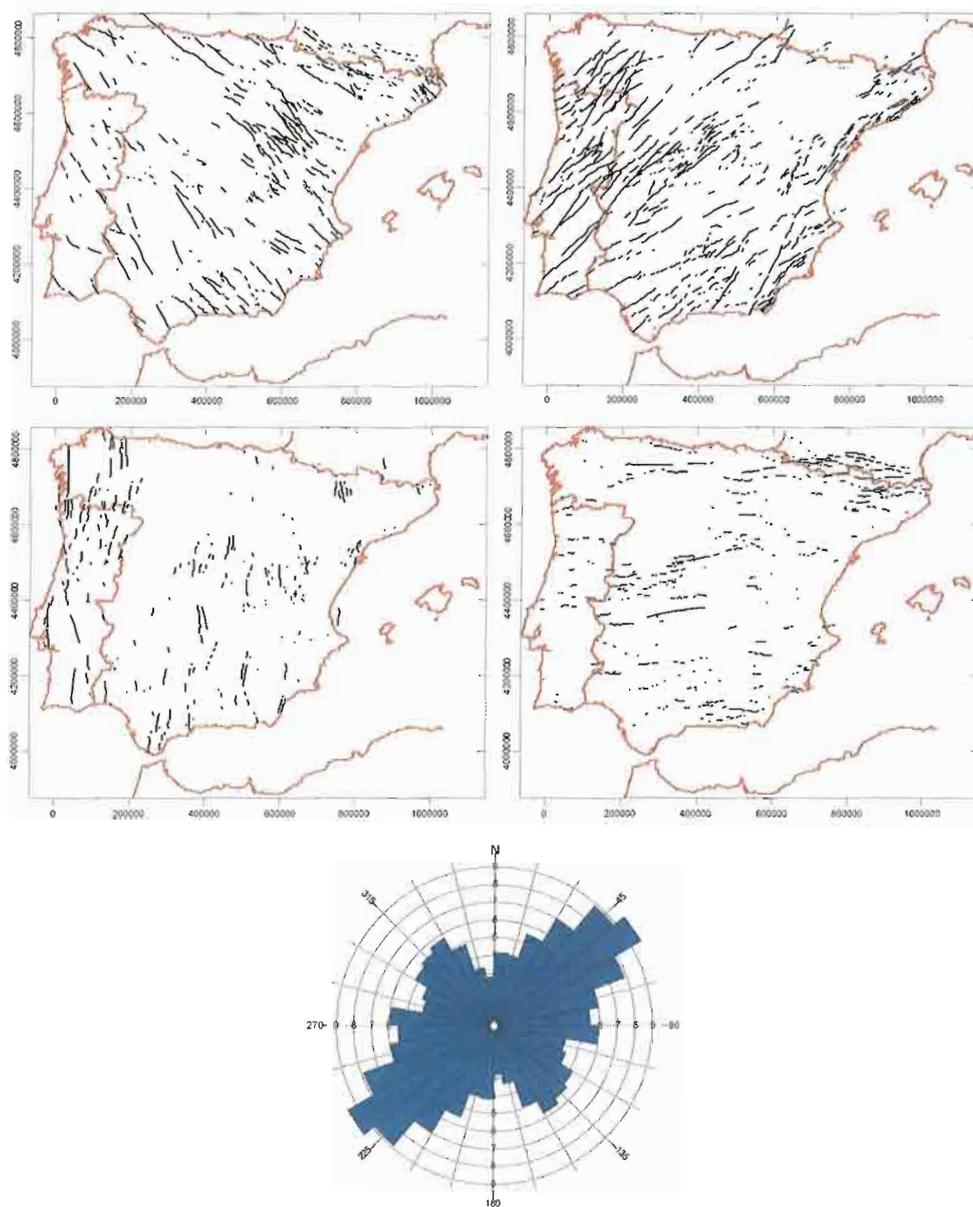


Figura 8.5. Distribución de las cuatro modas establecidas en las direcciones de las fallas de primer orden en la Península Ibérica. Rosa de direcciones de las fallas de primer orden ponderando las longitudes

en las NE-SO). Las NE-SO son dominantes en Galicia y Portugal, las Cordilleras Béticas el Sistema Central y las Cordilleras Costero Catalanas. Las NO-SE son más abundantes en la Cordillera Ibérica, las Béticas y, en menor medida, en Pirineos y el Macizo Ibérico.

Por lo que respecta a las otras dos familias, con alguna excepción, aparecen muy segmentadas por las anteriores y muestran, por tanto, unas longitudes de trazas menores. Las de orientación E-O son dominantes en Pirineos, Sistema Central, Cordillera Cantábrica y Béticas, siendo el movimiento dominante en estas fallas de tipo inverso (figura 8.1). Las fallas de orientación N-S son las menos abundantes y aparecen fundamentalmente en las proximidades del Margen Atlántico

(Galicia y Portugal) y, en menor medida, en algunos sectores dispersos del Sistema Central y Béticas. El movimiento de estas fallas es en dirección con frecuentes componentes extensionales.

### VIII.3. CONTRASTE ENTRE LA DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD Y EL PATRÓN DE FRACTURACIÓN

#### VIII.3.1. La invarianza al cambio de escala de la fracturación

La distribución geométrica de la fracturación es una consecuencia directa del estado de esfuerzos generador, de las propiedades recogidas en el material fracturado y se encuentra condicionada por estructuras de fallas previas, así como por planos de debilidad heredados de la litología y de la estructura de fábrica.

Los primeros trabajos sobre la naturaleza fractal de la fracturación se centraron en la falla de San Andrés el California (Avilés *et al.*, 1987; Okubo y Aki, 1987). En estos trabajos se presentan las propiedades de escalado de la irregularidad en la traza de la fractura, calculando la dimensión fractal unidimensional en un rango de escalas entre 0,5 y 1000 km.

Mediante el comportamiento fractal, estos autores dividen la falla de San Andrés en segmentos, los cuales correlacionan con la actividad sísmica registrada y las tasas de deformación acumulada. Las bandas con corta longitud de onda presentan una dimensión fractal mayor que las bandas de corta longitud de onda. Pequeños valores de la dimensión fractal indican que la falla posee “débiles” propiedades geológicas para un rango de longitudes 0,5-1000 km (Avilés *et al.*, 1987).

Estas débiles propiedades geológicas hacen referencia a la complejidad estructural de la falla, la cual es asumida como un plano euclídeo según su dirección y su buzamiento, rompiendo de forma homogénea al generar los sismos. Estos autores obtienen la dimensión fractal mediante un *compass counting* sobre perfiles del plano de la falla.

El análisis fractal de los terremotos y las fallas, llevaron a Kagan (1992) a afirmar que los modelos teóricos de rotura basados en hipocentros sobre planos euclídeos (dimensión 2) deben de abandonarse en favor de fallas no-planares, con superficies rugosas e irregulares, incidiendo en la imposibilidad de seleccionar segmentos de fallas, con el fin de obtener algoritmos que reproduzcan y simulen el disparo de terremotos.

El análisis de la distribución espacial de fracturas mediante técnicas fractales debe realizarse dentro de un amplio rango de escalas, con el fin de verificar la invarianza al cambio de escala del conjunto medido, además de cubrir efectos locales y regionales con una metodología homogénea. También es necesario que los mapas de lineamientos presenten una distribución de tamaños de las trazas de las fracturas con un mínimo de tres órdenes de magnitud, con el fin de mantener la máxima resolución

gráfica de las estructuras frágiles generadas por un campo de esfuerzos, la cual se corresponde con la resolución del grado de complejidad. Además, la uniformidad de la longitud de los lineamientos disminuye la información geométrica, lo que conlleva a una pérdida de calidad de las dimensiones fractales medidas.

En la bibliografía puede encontrarse definido un conjunto como *autosemejante* cuando su estructura geométrica en una escala determinada es invariante al cambio de escala, independientemente del cambio realizado, por igual en las direcciones cartesianas. Por otro lado, la *autoafinidad* es la propiedad según la cual, un conjunto bajo una transformación afín (traslación y/o rotación), sus coordenadas permanecen invariantes al cambio de escala con un diferente factor de escalado. Si el conjunto que se desea medir no es autosemejante ni autoafín, no es fractal. Analizarlo mediante técnicas fractales genera resultados erróneos.

La invarianza al cambio de escala es una propiedad que obedece igual al cambio del tamaño de *pixel*, aunque con ciertas consideraciones diferentes: el píxel es una unidad superficial básica, mientras que la escala es un tamaño representativo. Por este motivo, se identifica cada mapa estructural con una escala característica, comparando entre ellos los valores obtenidos de la dimensión fractal.

### VIII.3.2. Asignación de una medida de soporte geométrico lineal

La evaluación de la densidad de fracturación es un cálculo que, para la importancia que tiene, habitualmente, o se realiza con técnicas manuales poco robustas, o se deja a cargo del *software* inadecuado. Estos métodos no tienen en cuenta a qué nivel de escala la información disponible del medio fracturado es máxima. Si así fuera, se podrían evitar redundancias o sesgos artificiales originados, bien por la restitución de los lineamientos, bien por la atribución de la misma sobre una zona, o por ambos.

Así, se proponen dos soluciones que, aún siendo computacionalmente más costosas que las manuales, reducen el grado de incertidumbre asociado a esta medida, parámetro característico del medio fracturado. En la primera, se asigna un valor constante al área de estudio, dependiendo de las características fractales del campo de fracturas. Y en la segunda, se entiende que la densidad es una variable espacial discretizada sobre el plano a cierta escala crítica, que se calcula para recoger toda la información posible y distribuirla en el área.

Este hecho es muy importante, debido fundamentalmente a que no interesará perder información en el proceso de interpretación y restitución de los lineamientos, pero tampoco será conveniente añadir más información que la real. Como se discutirá más adelante, la cantidad de información máxima que puede aportar un medio es la que es y vendrá indicada por su entropía.

**VIII.3.2.1. La densidad de fracturación**

En principio, ¿qué se entiende por densidad de fracturación? En la bibliografía pueden encontrarse diferentes aproximaciones a esta respuesta. En algunas se encuentra el término intensidad (Dershowitz *et al.*, 1998), en otras persistencia (Dershowitz y Herda, 1992), y en otras se denomina densidad a una relación que no tiene nada que ver con los anteriores (Rockworks, 1999), produciendo la correspondiente confusión terminológica.

Según la definición física, la densidad es la cantidad de magnitud física, sea masa, energía,... que contiene la unidad de espacio (en términos infinitesimales  $\rho = dm/dV$ ). Cuando se trata de campos de fracturas, o de cuerpos geométricos en el espacio, la magnitud física que se asocia es proporcional a su diámetro, es decir, a su extensión (longitud en el caso de trazas bidimensionales, o superficies en tres dimensiones). La definición se traduce entonces, para el plano en dos dimensiones, en la longitud  $l$  total por unidad de área,  $\lambda_{21}$ :

$$\lambda_{21} = \frac{\sum_i \ell_i}{A} \tag{ecuación [8.1]}$$

o en tres dimensiones, como superficie fracturada  $s$  por unidad de volumen de roca,  $\lambda_{32}$ :

$$\lambda_{32} = \frac{\sum_i s_i}{V} \tag{ecuación [8.2]}$$

ambas con dimensiones de  $[L^{-1}]$ . Los sumatorios se extienden sobre todas las  $i$  fracturas consideradas en el área o en el volumen, respectivamente.

En ocasiones, la densidad se confunde con la intensidad de fracturación. El concepto de intensidad está asociado a la cuantificación de un flujo de cierta cantidad que, en este caso, corresponde con el número de fracturas. Así las cosas, dado que el flujo es una magnitud por unidad de superficie, la intensidad de fracturación se refiere al número de fracturas por unidad de área o de volumen:

$$I_{21} = \frac{\sum_i I_A(i)}{A}; I_{32} = \frac{\sum_i I_V(i)}{V} \tag{ecuación [8.3]}$$

con dimensiones de  $[L^{-2}]$  y  $[L^{-3}]$ , respectivamente. La función indicadora,  $I_A(i)$  o  $I_V(i)$ , es la unidad si la  $i$ -ésima fractura se encuentra en el área o en el volumen en estudio, y son cero en otro caso.

La persistencia de fracturación (Dershowitz y Herda, 1992), aunque como denominación está menos extendida, se aplica para definir el mismo concepto que la intensidad o que la densidad de fracturación. La densidad y la intensidad de fracturación se encuentran relacionadas, a través de una proporcionalidad directa,

exceptuando el caso particular en el que los datos estén tomados sobre una dirección o transecto (cuando se trata de puntos espaciados sobre una recta), para el que ambas coinciden:

$$\lambda_{10} = I_{10} = \frac{\sum I_L(i)}{L} \quad \text{ecuación [8.4]}$$

con dimensiones de  $[L^{-1}]$ . En los otros dos casos (bi y tridimensional), la constante de proporcionalidad es el momento de primer orden de la función de distribución de tamaños de fracturas. Así, en el caso bidimensional, al tratarse de segmentos rectilíneos, ésta corresponde con la longitud promedio de la función de densidad de probabilidad de longitudes  $f(\ell)$ :

$$\lambda_{21} = I_{21} \int_0^{\infty} \ell f(\ell) d\ell = I_{21} \bar{\ell} \quad \text{ecuación [8.5]}$$

La estimación de la función de distribución  $f(\ell)$  debe hacerse con cierta cautela, para evitar los efectos que puede producir el hecho de que haya fracturas truncadas por su restitución o por su posición. Para evitarlo, es recomendable un estudio más detallado (Visser y Chessa, 2000) de la información que proporcionan esas fracturas, cuyo tamaño está sesgado, que modifique las colas de la función  $f(\ell)$ . Para más detalles también pueden consultarse Priest y Hudson (1981), Pahl (1981) y Laslett (1982). En el caso volumétrico, la función de distribución corresponde con la de superficie de fractura  $f(s)$ . Por lo tanto, la constante de proporcionalidad entre densidad e intensidad es la superficie promedio:

$$\lambda_{32} = I_{32} \int_0^{\infty} sf(s) ds = I_{32} \bar{s} \quad \text{ecuación [8.6]}$$

En la práctica, la utilidad de las relaciones anteriormente presentadas es muy limitada. El problema de interés se plantea en la cuantificación de la relación entre las magnitudes, cuando éstas se refieren a diferentes dimensiones, especialmente en la densidad, que es en la que interviene la extensión de las fracturas. Para encontrarlas es preciso acudir a aquellas que proporciona la estereología y que se hallan en textos de geometría estocástica, como por ejemplo en Stoyan, Kendall y Mecke (1987) y en Santalo (1976), o de teoría estereológica en Underwood (1970). El tipo de relaciones que se establecen son del estilo:

$$\lambda_{32} \propto C'' \lambda_{21} \propto C' \lambda_{10}$$

donde las constantes de proporcionalidad  $C'$  y  $C''$ , que establecen la igualdad, tienen una dependencia no lineal con las distribuciones de tamaños de fracturas y de orientaciones que son desconocidas. En realidad, estas funciones de distribución deben ser estimadas a partir de los datos disponibles de campo, de

tal manera que, en primer lugar, se calibra una función esférica para las orientaciones (direcciones y buzamientos) de las fracturas. Ésta se usa, a posteriori, para evaluar una función de distribución test para los radios de fracturas (supuestas como discos tridimensionales en el espacio), teniendo en cuenta que, con ambas, debe verificarse la distribución de tamaños de trazas cartografiadas sobre el terreno.

Hasta ahora se han expuesto dos medidas cuyo soporte es el campo de fracturas, expresadas como puntos, trazas o superficies alabeadas, según sea la dimensión de muestreo (uni, bi o tridimensional, respectivamente). Sobre este soporte espacial, es también posible definir otras medidas, que se denotarán de manera general como  $\mu$ . Algunas de ellas tienen un significado físico relacionado con las anteriores.

Si se considera que la información procede de lineamientos (de igual manera se plantearán si el origen geométrico es diferente), desde un punto de vista probabilístico, puede definirse la probabilidad de fracturación de un área A, como la probabilidad de encontrar alguna fractura en A, dentro de una región mayor B, según:

$$\mu_{A \subset B} = \frac{\sum_{i \in A} I_A(i)}{\sum_{j \in B} I_B(j)} \quad \text{ecuación [8.7]}$$

Obviamente, si  $A = B$ , esta medida es la unidad. Si la fracturación es uniforme en B, entonces  $I_{A \subset B} \propto s_A/s_B$ . La razón de longitud de fracturación en un área  $A \subset B$ , se calcula según:

$$\mu_{A \subset B} = \frac{\sum_{i \in A} \ell_i}{\sum_{j \in B} \ell_j} \quad \text{ecuación [8.8]}$$

entendido como el tanto por uno de longitud de fracturación en A respecto a B. Ambas medidas están implícitamente normalizadas. Es decir, si a partir de un conjunto  $\{A_k\}$  de áreas disjuntas,  $A_m \cap A_n = \emptyset$ , tales que todas ellas consiguen recubrir B,  $\cup_k A_k = B$ , entonces se verifica:

$$\mu_{A \subset B} \in [0, 1] \quad \text{ecuación [8.9]}$$

$$\sum_k \mu_{A_k \subset B} = 1$$

Para los cálculos que se realizan en la práctica se adopta como medida que caracteriza el medio fracturado la densidad de fracturación, por las aplicaciones que puede tener a posteriori hacia la modelación y simulación del campo de fracturas en tres dimensiones.

### VIII.3.2.2. Evaluación regional constante

La evaluación regional de la densidad de fracturas en un medio geológico se realiza cuando se intenta cuantificar el grado de fracturación sobre un área en toda su extensión. La caracterización cuantitativa a este nivel de escala es muy simple y se realiza normalmente a través de las relaciones que especifican  $\lambda_{21}$ ,  $\lambda_{32}$  o  $\lambda_{10}$  dependiendo de la dimensión de procedencia de los datos.

Esta estimación, aunque válida para una primera aproximación, puede ser deficiente si no reúne una serie de requisitos. Entre éstos cabe mencionar el hecho de que para un tamaño concreto del área, las posibilidades de identificación de los lineamientos y su ulterior restitución, decrecen con el tamaño de los mismos. De igual forma, aquellos lineamientos que se encuentran truncados en su longitud por el limitado tamaño de la ventana de observación, o área de estudio, introducen un sesgo en la aproximación de la densidad. Finalmente, hay que mencionar el hecho de que las trazas se encuentren quebradas por tramos, lo que reduciría la longitud en el denominador; o, por el contrario, se aumentaría si éstas se considerasen líneas tortuosas (cuando se evalúa  $\lambda_{21}$ , por ejemplo).

Entonces, ¿cómo aprovechar la información disponible para cada una de las escalas de fracturación, de tal forma que en su conjunto sea representativa de toda el área?, ¿cuál es esta información?, y ¿cómo cuantificarla? La respuesta la proporciona la teoría geométrica de la medida, o más comúnmente conocida como geometría fractal. Si se estudia el comportamiento invariante al cambio de escala del medio fracturado, es decir, se evalúa a qué dimensión el campo de fracturas puede medirse, y se utiliza esta medida para estimar la densidad de fracturación, el resultado proporcionado asegura que la densidad tiene en cuenta la información del medio a todas las escalas comprendidas entre aquellas que verifican el comportamiento fractal del campo de fracturas.

La medida que se utiliza para cuantificar el tamaño del campo de fracturas, es la medida de Hausdorff (Falconer, 1990), que se define, para un conjunto  $F \subset \mathbb{R}^n$  (que pudiera ser el campo de fracturas), como el límite:

$$\mu^{t,H} = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} H_{\epsilon}^t(F) \quad \text{ecuación [8.10]}$$

si este límite existe para un  $t$  particular; y siendo:

$$H_{\epsilon}^t(F) = \inf \left\{ \sum_i |U_i|^t ; \{U_i\} \text{ es un } \delta \text{-recubrimiento de } F \right\} \quad \text{ecuación [8.11]}$$

para un  $\delta$ -recubrimiento contable (o finito) de conjuntos  $\{U_i\}$ , cuyo diámetro es  $|U_i| \leq \delta$ , del conjunto  $F$ . El valor de  $t$ , para el cual este límite existe y es finito, se denomina dimensión de Hausdorff, más conocida como dimensión fractal  $D$ ,

de F. Ésta es la dimensión para la cual el conjunto F es medible. Ahora bien, ¿cómo medir computacionalmente F? Uno de los métodos comúnmente propuestos se denomina conteo de celdas o *box-counting*, que consiste en calcular el límite anterior, utilizando un recubrimiento de conjuntos  $U_i$  formado por celdas de tamaño  $\epsilon$  (de lado o de diagonal) decreciente (para que  $\epsilon \rightarrow 0$ ). Transformando la expresión de este límite, para este tipo de recubrimiento, la medida D dimensional de Hausdorff de F se aproxima por:

$$\mu^{D,H} = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} H_{\epsilon}^D(F) \cong \lim_{\epsilon \rightarrow 0} (N(\epsilon)\epsilon^D) \tag{ecuación [8.12]}$$

tomando logaritmos en ambos lados de la igualdad:

$$\log \mu^{D,H} = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} [\log N(\epsilon) + D \log \epsilon] \tag{ecuación [8.13]}$$

y evaluando que su comportamiento es invariante al cambio de escala a partir de la calidad de la regresión lineal de  $\log N(\epsilon)$  vs.  $\log \epsilon$ , puede aproximarse:

$$D \approx \lim_{\epsilon \rightarrow 0} - \frac{\log N(\epsilon)}{\log \epsilon} \tag{ecuación [8.14]}$$

En el ajuste resultante, la ordenada en el origen, para  $\epsilon = 1$ , permite determinar la medida D dimensional de Hausdorff de F como:

$$\mu^{D,H} = N(1)$$

Se define entonces la densidad fractal de fracturación como:

$$\lambda_{10}^{D,H} = \frac{\mu^{D,H}}{L}; \lambda_{21}^{D,H} = \frac{\mu^{D,H}}{A}; \lambda_{32}^{D,H} = \frac{\mu^{D,H}}{V} \tag{ecuación [8.15]}$$

para datos procedentes de muestreo uni, bi y tridimensional respectivamente.

La comparación de las medidas obtenidas regionalmente, a partir de las ecuaciones  $\lambda_{21}$ ,  $\lambda_{32}$  o  $\lambda_{10}$ , con las anteriores, respectivamente, proporciona información sobre la calidad de los datos analizados, en cuanto a la integridad de la restitución a una escala particular. Tomando este criterio, cuando  $\lambda < \lambda^{D,H}$  significa que la calidad de la restitución es pobre, lo que conlleva a que falten fracturas que pudieran encontrarse a la escala de muestreo, y que por lo tanto ésta esté incompleta. Por el contrario, si  $\lambda > \lambda^{D,H}$ , entonces se han cartografiado más fracturas de las que un modelo de tipo fractal puede admitir o bien que el nivel de detalle recogido en la cartografía sea excesivo para la escala de trabajo.

### VIII.3.2.3. Evaluación local variable

En otras situaciones, habitualmente relacionadas con la modelación del medio fracturado para su posterior simulación estocástica, o por el simple hecho de realizar un estudio sobre la variabilidad espacial de la densidad de fracturación, es necesario que ésta se determine como una función estocástica de la posición  $\lambda(\mathbf{x})$ . Como en la práctica resulta imposible definir su valor para las infinitas posiciones  $\mathbf{x}$  del espacio, ya sea porque los datos no se detectan a todas las escalas o porque su cálculo sobre todos los puntos es computacionalmente inalcanzable, debe procederse a la discretización espacial de esta función. De esta manera, los puntos discretos  $\mathbf{x}_i$  sobre los que se realiza el cálculo se encuentran agrupados en elementos o celdas cuadradas de lado  $\varepsilon$ , con un valor asociado  $\lambda(\mathbf{x}_i) = \lambda_i$ , promedio del que poseen los puntos recogidos en su interior. La asignación del correspondiente valor de la densidad de fracturación sobre cada celda se calcula a partir de  $\lambda_{21}$ , para un área  $A$  de  $\varepsilon^2$  unidades  $\lambda_{32}$  o  $\lambda_{10}$ , para un volumen o longitud de  $\varepsilon^3$  o  $\varepsilon$ , respectivamente.

La necesidad de aplicar una discretización supone que debe conocerse a qué escala  $\varepsilon$  se discretiza el espacio, lo cual no suele ser simple a priori. Si la escala adoptada es demasiado pequeña, aparecen notables diferencias entre celdas contiguas con los consiguientes huecos en la distribución espacial de  $\lambda_i$ , pérdida de regularidad y de precisión. La evaluación a una escala muy pequeña necesita una buena calidad de restitución en los lineamientos, lo que es muy complejo, especialmente si no se dispone de una metodología y un sistema que lo automatice (Koike, Nagano y Kawaba, 1998), y si el área de estudio es muy amplia. Por el contrario, si la escala es demasiado grande, la información se promedia sobre grandes zonas, haciendo difícil el estudio de la irregularidad, al perderse mucha información del detalle recogido durante el muestreo.

Encontrar la escala apropiada de discretización, implica adoptar una solución de compromiso para el tamaño de las celdas, de tal forma que, siendo un tamaño grande no promedie excesivamente, manteniendo el grado de irregularidad espacial; y siendo un tamaño pequeño, que no exija una calidad de muestreo, un coste computacional difícilmente alcanzable con los recursos disponibles y una irregularidad impropia de la densidad.

En la práctica, la estimación de esta escala suele hacerse manualmente, ponderando los pros y los contras de tomar una escala mayor o menor, comparándose el error cometido en los análisis de variabilidad para una serie de escalas entre las cuales se encuentra la considerada como óptima. Existe una relación empírica entre ésta y un percentil de la función de distribución de distancias entre lineamientos (Casas *et al.*, 2000), considerada como la distancia entre los centros de las fracturas. Como puede entenderse, esta forma de proceder resulta poco robusta y laboriosa, notablemente por su empirismo.

La metodología alternativa que aquí se propone, y que permite superar los inconvenientes de la aproximación manual de la escala, se basa en la búsqueda semi-automática de ésta para la que se encuentra el máximo de la entropía asociada a la distribución de densidad de fracturación. Si se conoce esta distribución de forma continua, designada por  $f(z)$  (función de densidad de probabilidad de la configuraciones  $z$  del sistema), la entropía de información del sistema es:

$$H = - \int z \log f(z) dz \quad \text{ecuación [8.16]}$$

Cuando la distribución de configuraciones es discreta, como el número de configuraciones posibles es finito, la integral se transforma en un sumatorio:

$$H = - \sum_{i=1}^{nc} p_i \log p_i \quad \text{ecuación [8.17]}$$

para un sistema con  $nc$  configuraciones, de probabilidad  $p_i$ , no nula, cada una.

Si se considera que el número de configuraciones posibles depende de la escala  $\epsilon$  en la que se muestrean, entonces la distribución de probabilidad cambiará para cada escala. De esta forma, la entropía se hace también dependiente de la escala:

$$H(\epsilon) = - \sum_{i=1}^{nc} p_i(\epsilon) \log p_i(\epsilon) \quad \text{ecuación [8.18]}$$

Por ejemplo, supóngase una configuración en la que las medidas sean equivalentes (eventos equiprobables), entonces la entropía es la máxima que puede alcanzarse:  $H_{\max}(\epsilon)$ , dependiendo ésta del tipo de sistema que se trate y de la medida de probabilidad aplicada. Se define la entropía de configuración o relativa (Shanon, 1948) como el tanto por uno que posee la entropía de un sistema frente a la máxima que puede tener:

$$H^*(\epsilon) = H(\epsilon) / H_{\max}(\epsilon) \quad \text{ecuación [8.19]}$$

La función  $H^*(\epsilon)$  posee un máximo en una escala  $\epsilon^*$ , denominada escala de entropía óptima. Dicha escala es aquella para la cual los datos proporcionan la mayor cantidad de información y, por lo tanto, a la que deben ser analizados. De esta manera, la búsqueda de esta escala se traduce en encontrar ésta para la que el sistema se aproxima más a uno con distribución uniforme.

Cuando el sistema se encuentra formado por un conjunto geométrico de elementos (fracturas), las probabilidades de las configuraciones del sistema que corresponden con la medida  $\epsilon_{A \subset B}$ , para un caso bidimensional, donde  $A$  es la  $i$ -ésima celda de discretización y  $B$  el área donde están recogidas las fracturas. Es decir, si  $\mu_i^p = \mu_{A \subset B}^i$ :

$$H^p(\epsilon) = - \sum_{i=1}^{nc} \mu_i^p(\epsilon) \log \mu_i^p(\epsilon) \quad \text{ecuación [8.20]}$$

para todas las  $i$  celdas, de tamaño  $\varepsilon$ , resultantes de discretizar  $B$ . El sumatorio se efectúa sobre las  $nc$  celdas que contienen medida no nula,  $\mu_i^p \neq 0$  (por convenio, las celdas de medida nula proporcionan una entropía nula). Establecida la entropía que se calcula para cada escala, por hacer comparables los resultados entre diferentes áreas, se determina la entropía de configuración o relativa para la medida adoptada:

$$H^{p*}(\varepsilon) = H^p(\varepsilon) / H_{\max}^p(\varepsilon) \quad \text{ecuación [8.21]}$$

siendo, para la medida adoptada:

$$H_{\max}^p(\varepsilon) = \log nc \quad \text{ecuación [8.22]}$$

Para calcular la escala de máxima información  $\varepsilon^*$ , se hace un estudio del comportamiento cóncavo que tiene la entropía de configuración  $H^{p*}(\varepsilon)$  en un intervalo de escalas  $\varepsilon^* \in [\varepsilon_{\min}, \varepsilon_{\max}] \subset [0, +\infty]$ . En la práctica, la cota superior de este intervalo corresponde con la longitud del menor lado que limita el área de estudio, para la que:

$$H^{p*}(\varepsilon) = 0 \quad \text{ecuación [8.23]}$$

La cota inferior puede tomarse, como se comentó anteriormente, en relación con el tamaño de la mínima fractura, o de la mínima distancia entre éstas. Una vez la entropía relativa alcance el máximo, la escala correspondiente se asigna a  $\varepsilon^*$ :

$$H^{p*}(\varepsilon) \Big|_{\max} = H^{p*}(\varepsilon^*) \quad \text{ecuación [8.24]}$$

En este estudio, el comportamiento de  $H^{p*}(\varepsilon)$  muestra una fuerte dependencia con el número de datos, esto es, con el número de elementos en los que se discretiza el área de estudio (Goltz, 1997), mientras que  $\varepsilon^*$  es mucho más robusta, influenciada por los posibles efectos de lacunaridad en la medida. Gracias a la precisión con la que esta escala puede obtenerse, incluso pequeñas diferencias en los máximos pueden considerarse como muy significativas en las características de los datos de partida, aunque éstos sean muy parecidos.

Como, en principio, se ha sugerido que la caracterización del medio fracturado es más apropiada con la densidad de fracturación que con otras medidas, entonces ¿por qué se calcula la entropía mediante la medida (132) en (145), en vez de usar  $\lambda_i$ ? Así las cosas, si se designa a la entropía resultante de utilizar la densidad de fracturación como:

$$H^\lambda(\varepsilon) = - \sum_{i=1}^{nc} \lambda_i(\varepsilon) \log \lambda_i(\varepsilon) \quad \text{ecuación [8.25]}$$

Al tomar esta medida, el valor máximo alcanzable por la entropía, para cada escala, es:

$$H_{\max}^{\lambda}(\epsilon) = -\lambda_{\epsilon} \log \lambda_{21} \quad \text{ecuación [8.26]}$$

con la que se calculará la correspondiente entropía de configuración para la densidad de fracturación:

$$H^{\lambda*}(\epsilon) = H^{\lambda}(\epsilon) / H_{\max}^{\lambda}(\epsilon) \quad \text{ecuación [8.27]}$$

para estimar la correspondiente escala de máxima información  $\epsilon^*$ .

Esta entropía está directamente relacionada con  $H^{P^*}(\epsilon)$  a través de un coeficiente que la multiplica y una constante adicional, donde aparece  $\lambda_{\epsilon} = \sum \ell_i / \epsilon^2$  o densidad específica, que dependen de la escala  $\epsilon$ . Con lo que el cálculo de la posición del máximo con  $H^{\ell}(\epsilon)$  o con  $H^{\lambda}(\epsilon)$  es equivalente.

Calculada la escala óptima a la cual se discretiza el espacio, se determina para cada celda  $i$  el valor que le corresponde de densidad de fracturación, verificándose la relación:

$$\lambda_{n-1}^{\epsilon^*} = \frac{\sum_i \lambda_i}{L^n} \quad \text{ecuación [8.28]}$$

entre las densidades regional constante y local variable, para un estudio  $n$  dimensional, sobre un dominio de lado  $L$ .

### VIII.3.3. Análisis fractal del patrón de la fracturación zonificada

Siguiendo con las bases computacionales comentadas en el capítulo 7 para ser aplicadas sobre la base de datos epicentrales, en un conjunto autosemejante se aplican las técnicas de *conteo de celdas bidimensional* para estimar su dimensión fractal. Se obtienen así una serie de dimensiones fractales en función de la ponderación (medida de soporte geométrico) que se signe a cada celda, aunque ahora la geometría de los elementos del conjunto poseen una dimensión topológica superior. Esto es, cuando en el capítulo 7 se analizaban los epicentros, geoméricamente cada terremoto se consideraba como un fenómeno puntual en la superficie y a la escala del área de cada zona, en este capítulo las fallas y/o fracturas son tratadas como elementos lineales en superficie, es decir, unidimensionales. Se trabajará con medidas asociadas a la longitud de traza de falla (probabilidad y/o densidad de fracturación), presentadas anteriormente en el epígrafe 8.1.

Mediante técnicas de análisis poblacional de fallas, es posible estimar el factor de forma y la orientación del tensor de esfuerzos (Angelier, 1979; Etchecopar et al., 1981; Reches, 1987; De Vicente, 1988; Muñoz-Martín, 1997). Por otro lado y tal y como se va a presentar en este capítulo, la distribución geométrica de la fracturación configura un fractal espacial cuyas dimensiones fractales se pueden estimar mediante un recubrimiento de celdas regulares (*box-counting*). Los valores de las dimensiones fractales constituyen la dimensión de recubrimiento y sus gene-

realizaciones y expresa, para una distribución bidimensional, el grado de recubrimiento de una superficie plana por trazas de falla. Valores cercanos a 2 indican una elevada complejidad en la distribución espacial de fallas, mientras que valores cercanos a 1 indican estructuras próximas a una línea.

Sobre los lineamientos obtenidos a partir de los modelos numéricos de elevaciones de la P.I., y descritos y zonificados (según la tabla 8.1) por el equipo de la UCM en este proyecto (figura 8.6), se determina la dimensión fractal mediante un recubrimiento de mallas regulares (*boxcounting*) (Velde *et al.*, 1990; Harris *et al.*, 1991; Turcotte, 1992; Gillespie *et al.*, 1993; Walsh y Watterson, 1993; Paredes, 1995; Castaing *et al.*, 1992; Cello, 1997; Turcotte, 1997). Se practicará como criterio de análisis predominante el estudio del comportamiento fractal sobre los baricentros de las fracturas, tratados éstos de la misma forma como fueron tratados los epicentros en el capítulo 7 (figura 8.6 y tabla 8.1).

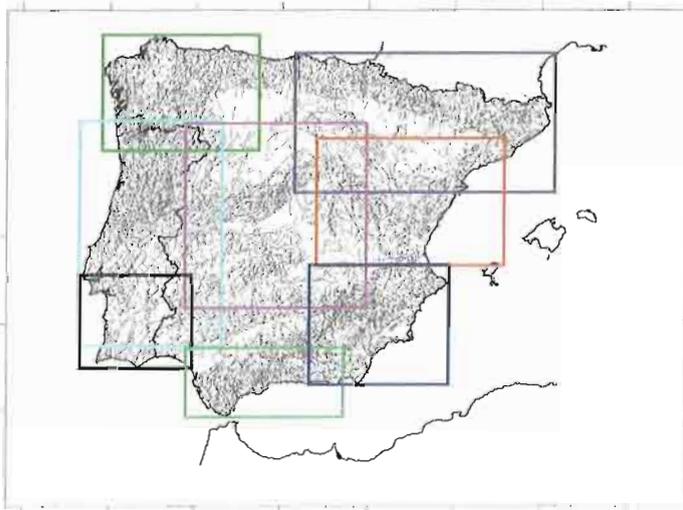


Figura 8.6.  
Mapa de morfolineamientos en A y de sus baricentros en B, delineados por el equipo de la UCM y zonificado según las áreas de la tabla 8.1

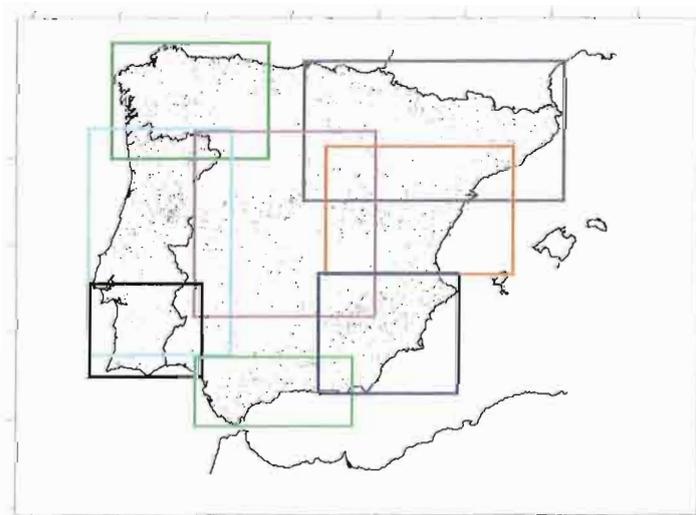


Tabla 8.1. Coordenadas UTM de las áreas consideradas como de interés para el estudio de la irregularidad sobre cada, con el color asignado en la figura 7.21. Se considera el criterio para su representación de A esquina inferior izquierda y B esquina superior derecha

Zona	A (UTM)	B (UTM)
Galicia	(-69289,4594504)	(395459,4919099)
Pirineos	(430493,4500282)	(1153957,4902112)
Portugal	(-162710,4148673)	(264399,4665394)
Centro	(178330,4237009)	(598697,4653939)
Ibérica	(480107, 4334431)	(911751,4622048)
Golfo de Cádiz	(-53310,4114170)	(189307,4320870)
Alborán	(180543,3781793)	(542397,4143206)
Béticas Orientales	(466778,4010210)	(789384,4336058)

VIII.3.3.1. Análisis de la irregularidad de ocurrencia

De forma análoga a como se procedió en el estudio y caracterización fractal de la sismicidad, este análisis consiste en recubrir el área fracturada mediante un mallado regular y contar el número de celdas que, *por lo menos*, contiene una fractura o parte de ella. Se varía el tamaño de la celda disminuyendo el valor de paso de malla a partir de un criterio diádico y se repite el proceso sucesivamente. Finalmente, se representa en un diagrama bilogarítmico el valor del número de celdas que contienen falla,  $N(\epsilon)$ , frente al paso de la malla ( $\epsilon$ ).

Si la curva se ajusta a una recta, según el modelo:

$$N(\epsilon) \propto \epsilon^{-D_0} \tag{ecuación [8.29]}$$

el valor de la pendiente constituye su dimensión fractal ( $D_0$ ). Este conteo bidimensional se define como *una medida binaria sobre la estructura de la red de fracturas a diferentes escalas*. La computación del análisis de *box-counting* se realiza mediante la aplicación del código DFP (Paredes, 2002).

La superposición del mallado sobre el conjunto de lineamientos se realiza dentro de los límites de comportamiento autosemejante de cada mapa de lineamientos. La escala o *límite inferior* del tamaño de la celda (*inner-cutoff*) es el tamaño de la línea más pequeña que hay en el mapa. Por debajo de este valor, disminuye la resolución de la información aumentando la relación ruido/señal (Pérez López, 1999).

La escala o *límite superior* (*outer-cutoff*) corresponde a la celda mayor que no tiene lineamiento completo o parte de él. Recubriendo una superficie de dos dimensiones mediante celdas regulares para medir una distribución espacial de lineamientos y caracterizar su irregularidad, un tamaño de celda mayor que el hueco más grande del mapa, provocará que todas las celdas tengan siempre un lineamiento. Por encima de este valor, la relación  $N(\epsilon)$  frente a  $\epsilon$  se ajusta a una recta con una

pendiente igual a 2, valor de la dimensión del plano que contiene al conjunto de lineamientos. Los valores por debajo del *inner-cutoff* se ajustan a 1, valor de la dimensión topológica de la propiedad que se representa (líneas sobre un mapa). Por tanto, la dimensión fractal que se obtiene con la técnica de conteo binario de celdas 2-D (*box-counting*) es un número acotado entre los valores 1 y 2.

Los resultados de  $\log N(\epsilon)$  vs.  $\log \epsilon$ , que se presentan a continuación (figura 8.7), han sido obtenidos a partir de la base de datos vectoriales de las trazas sobre toda la Península Ibérica, teniendo en cuenta que la base de datos sísmica cubría parte del norte de Argelia, en las posteriores comparaciones esta área no se tendrá en cuenta. En todos los gráficos (figuras 8.7, 8.8 y 8.9), la escala utilizada está medida en unidades del S.I. (metros).

En el análisis que se presenta a continuación (figuras 8.9a y 8.9b) se aplica el mismo procedimiento sobre cada una de las zonas marcadas en la tabla 1. Cada una de las curvas, en las que se representa por puntos los valores de  $N(\epsilon)$ , para cada una de las escalas consideradas, corresponde con el área según su color. Dado que dichas áreas poseen una superficie cubierta muy parecida, el conjunto de resultados se agrupa en una acumulación de curvas, aunque lo importante es que muchas de ellas poseen las mismas pendientes. Como se presentó en la tabla 1, estas áreas son Galicia, Centro, Ibérica, G. Cádiz, Alborán y Béticas Orientales con un valor promedio de 1.6 aproximadamente. El resto, destaca por su elevado valor (Portugal) de casi 1.7.

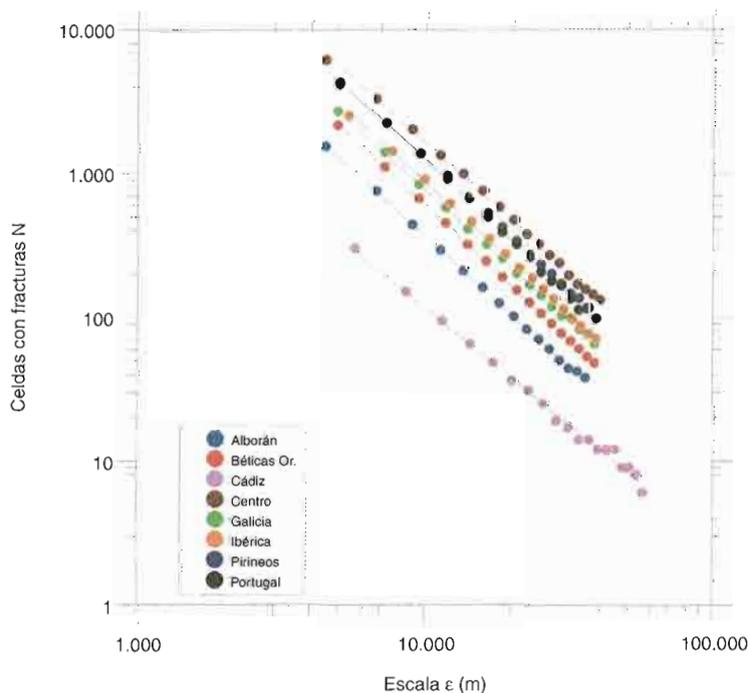


Figura 8.7. Resultados obtenidos para el cardinal de un  $\epsilon$ -recubrimiento no disjunto con el campo de fracturas en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal) para cada subzona (tabla 8.1)

Figura 8.8. Resultados obtenidos para el cardinal de un  $\epsilon$ -recubrimiento no disjunto con el campo de baricentros de todas las fracturas en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal)

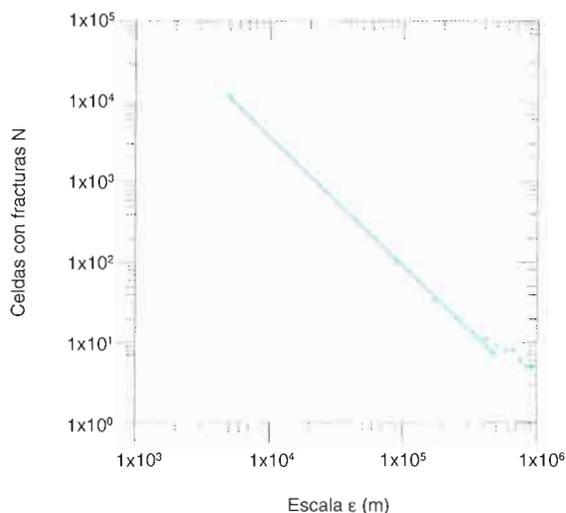
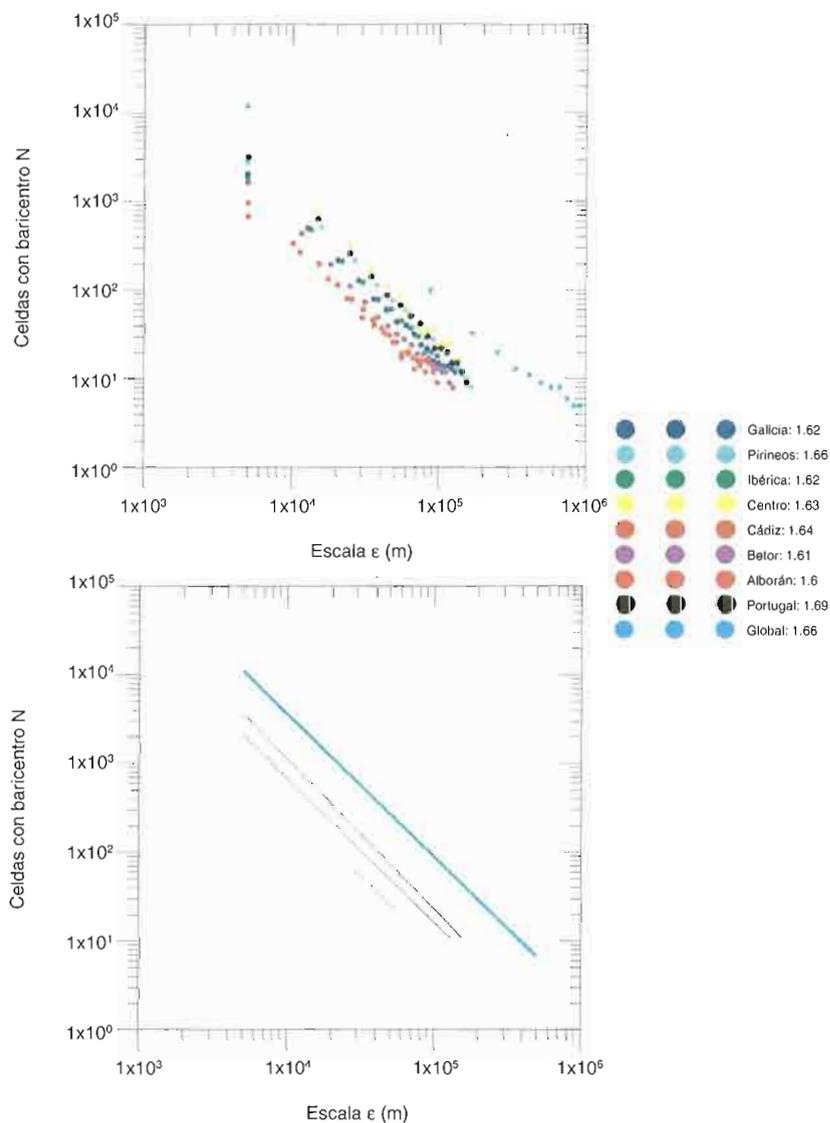


Figura 8.9. Resultados obtenidos para el cardinal de un  $\epsilon$ -recubrimiento no disjunto con el campo de baricentros en función de la escala  $\epsilon$  (en metros) para cada subzona (tabla 8.1), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal)



Para todos ellos, el valor del rango de escalas para el cual el ajuste es estadísticamente representativo se encuentra en el orden de 200 km hasta los 10 kilómetros. Para escalas inferiores se aprecia significativamente una tendencia hacia valores nulos de  $D_0$ , habida cuenta de tratarse de un recubrimiento de puntos.

### VIII.3.3.2. Análisis de la longitud de correlación

La evaluación de la función de correlación  $C(r)$  sobre un conjunto de puntos (o en este caso de baricentros de las fracturas) de coordenadas  $x$  se realiza mediante la aproximación:

$$C(r) = \left( \text{Nep}(\text{Nep} - 1) \right)^{-1} \sum_{i=1}^{\text{Nep}} \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^{\text{Nep}} \theta\left(r - |x_i - x_j|\right) \quad \text{ecuación [8.30]}$$

siendo  $\theta(\cdot)$  la función de Heaviside y  $\text{Nep}$  el número de puntos (baricentros) del conjunto sobre el que se evalúa la función  $C(r)$ . Si el comportamiento de esta función  $C(r)$  varía en función de la distancia entre los puntos que forman el conjunto sujeto de análisis según una ley hiperbólica de exponente constante:

$$C(r) \propto r^{D_c} \quad \text{ecuación [8.31]}$$

entonces, puede asumirse que el comportamiento en  $\mathbb{R}^2$  de la correlación entre los baricentros analizados es invariante al cambio de escala. Además, suele tomarse el exponente de la ley hiperbólica calibrada como una aproximación a la dimensión de correlación  $D_c$ . Los resultados de  $\log C(r)$  vs.  $\log r$ , que se presentan a continuación, han sido obtenidos a partir de la base de datos vectorial de las fracturas de la figura 8.6, teniendo en cuenta que para cada fractura se ha obtenido su baricentro. De los resultados obtenidos gráficamente puede verse tanto en la figura 8.10a como en la B que no se presentan dos pendientes como para los epicentros.

### VIII.3.3.3. Análisis de la agregación

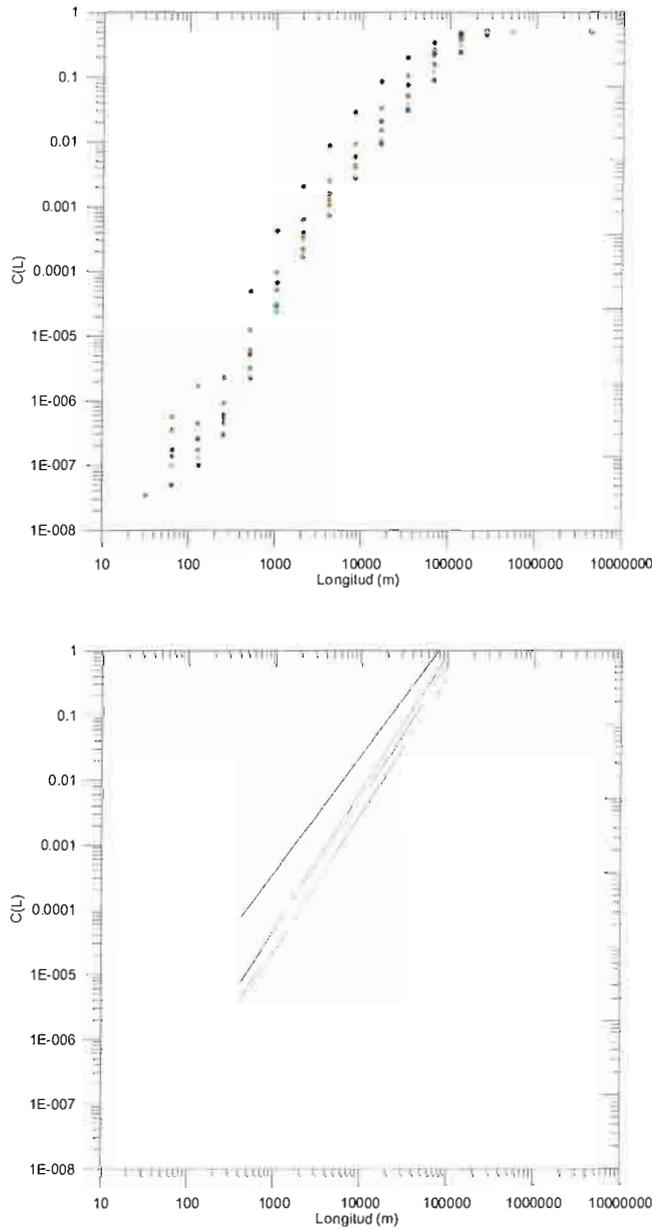
El comportamiento de agregados de partículas que siguen una estructura fractal define una variación en la masa  $M(r)$  del agregado que se encuentra dentro de un área de radio  $r$  que varía hiperbólicamente con el radio  $r$  según:

$$M(r) \propto r^{D_M} \quad \text{ecuación [8.32]}$$

Para la calibración de dicha ley a través de la dimensión de masa o agregación  $D_M$  es preciso estudiar cómo se comporta el número de puntos que quedan dentro de un círculo en función del radio. Este número de puntos se asocia con la masa del agregado  $M(r)$  o con su densidad  $\varepsilon(r)$ , estableciéndose que, para un agregado contenido en un espacio euclídeo  $\mathbb{R}^n$ :

$$\rho(\varepsilon) \propto \varepsilon^{D_M - n} \quad \text{ecuación [8.33]}$$

Figura 8.10. Resultados obtenidos para la función de distribución de longitud de correlación entre bari-centros en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Los códigos de color son los utilizados en la tabla 8.1



Los resultados de  $\log M(r)$  vs.  $\log r$ , que se presentan a continuación (figura 8.11), han sido obtenidos a partir de la base de datos vectorial de fracturas sobre toda el área de la Península Ibérica. Como se aprecia en la figura 8.11, en todos los casos, el comportamiento de la función de masa de agregación es muy semejante. Los valores concretos de la dimensión correspondiente se han presentado en la tabla 8.2 encontrándose todos ellos muy próximos a 2, en el intervalo de 1.7 a 1.9, lo cual permite aseverar que en la mayoría de los casos la distribución de agregación global se encuentra muy cercana de corresponder a un agregado uniforme sobre el plano.

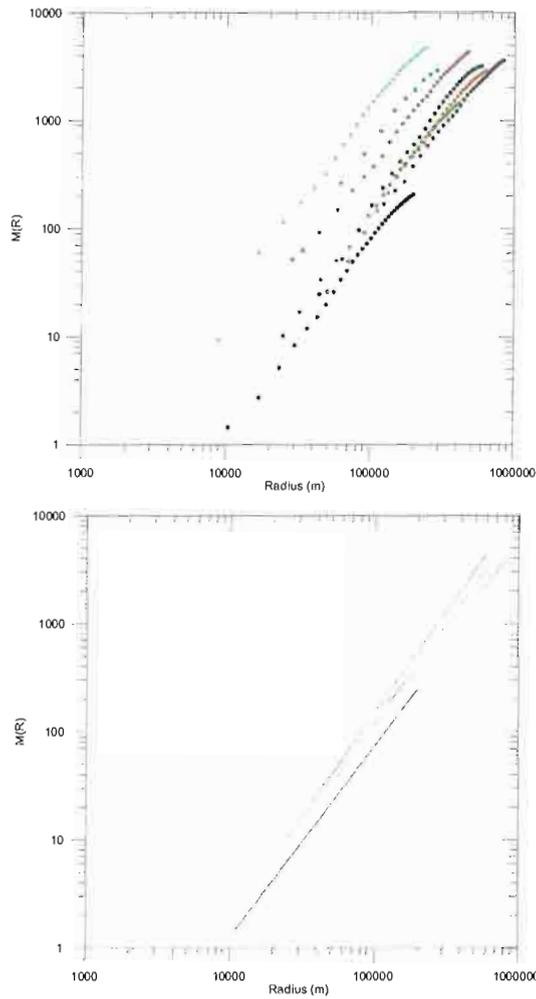


Figura 8.11. Resultados obtenidos para la función de masa en función de la distancia  $r$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Los códigos de color son los utilizados en la tabla 8.1

Tabla 8.2. Resultados numéricos de los valores calibrados para las pendientes de los diferentes modelos de comportamiento fractal para la función de distribución de magnitudes ( $b$ ), la distribución de las fracturas ( $D_0$ ) y la distribución de baricentros (resto) sin ponderar con la longitud de la fractura ( $-L$ ) y ponderado ( $+L$ ), para cada zona. Se han marcado los valores extremos en negrita (máximo) y cursiva (mínimo) para cada parámetro

ZDNA	$b$	$D_0$	$D_{00}$	$D_c$	$D_M$	$D_{1-L}$	$D_{1+L}$	$D_{2-L}$	$D_{2+L}$
Galicia	1.32	1.80	1.62	2.1	1.77	1.60	1.62	1.55	1.56
Pirineos	1.46	1.79	1.66	2.1	<i>1.63</i>	1.57	1.58	1.51	1.57
Portugal	1.50	<b>1.86</b>	<b>1.69</b>	2.1	1.80	<b>1.66</b>	<b>1.67</b>	<b>1.62</b>	<b>1.73</b>
Centro	<b>1.69</b>	1.79	1.63	2.0	1.64	1.63	1.64	1.61	1.66
Ibérica	1.29	1.83	1.62	2.0	1.85	1.60	1.60	1.56	1.57
Golfo de Cádiz	<i>1.23</i>	<i>1.61</i>	1.64	<i>1.8</i>	1.76	<i>1.51</i>	<i>0.90</i>	<i>1.48</i>	<i>0.89</i>
Alborán	1.40	1.80	<i>1.60</i>	2.0	1.77	1.56	1.58	1.56	1.63
Béticas Orientales	1.40	<b>1.86</b>	1.61	2.1	<b>1.89</b>	1.54	1.66	1.54	1.64

*VIII.3.3.4. Análisis de los momentos de orden superior de la medida*

En el conteo realizado anteriormente, denotado por binario por sus dos valores posibles (0 si no hay epicentro en la celda y 1 si al menos hay un epicentro), no se tiene en cuenta la importancia de una celda frente a las demás si ésta tiene en su interior más fracturas que otra. Es decir, se trata de un conteo en el que no se pondera el peso relativo de cada celda frente al proceso espacial que esta analizándose, y dado que, como habitualmente ocurre en la naturaleza, las fracturas no se encontrarán uniformemente repartidas en el espacio es necesario asignar a cada celda una importancia un peso que permita tener en cuenta la cuantificación de la fracturación en su interior. La asignación de un peso a cada celda puede realizarse teniendo en cuenta la probabilidad de fracturación en el área y posición que ocupa la celda, en función del número de baricentros de las fracturas que hay en su interior, supuesto el proceso de ocurrencia idénticamente distribuido e independiente (hipótesis iid). De esta forma a cada celda se asigna una probabilidad  $p_i$  dada por:

$$p_i = \frac{\sum_{j=1}^{Nep} l_i(j)}{Nep} \tag{ecuación [8.34]}$$

siendo  $l_i(j)$  la función indicadora de valor unidad si el epicentro  $j$  se encuentra dentro de la celda  $i$ , y cero en otro caso. Según esta ponderación en cada celda es posible calcular  $D_1$  a partir de la definición de información de Shannon, para la que la información se evalúa exclusivamente sobre aquellas celdas que aportan algo de información. De esta forma, si se estudia la variación de la información  $I(\epsilon)$  en función de la escala, con la escala mediante el límite:

$$D_1 = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{-\sum_{i=1}^{N(\epsilon)} p_i \log p_i}{\log \epsilon} \tag{ecuación [8.35]}$$

es posible obtener la dimensión de información. Mediante este análisis puede descubrirse el comportamiento singular de la distribución de puntos sobre el plano, siempre y cuando éste no se encuentre homogéneamente repartido. Las diferencias entre el patrón homogéneo y el que posee una aleatoriedad estructurada se constatan cuando existe una diferencia entre el valor de  $D_0$  y de  $D_1$ .

Sobre el análisis por zonas (figura 8.12) es importante remarcar la singularidad del área de Golfo de Cádiz, cuyos niveles de información son inferiores al resto de las zonas analizadas. Esto, que provoca que posea un valor de dimensión de información inferior al resto, puede estar originado porque toda la información se encuentra concentrada alrededor de un área interna. Como puede entenderse, este

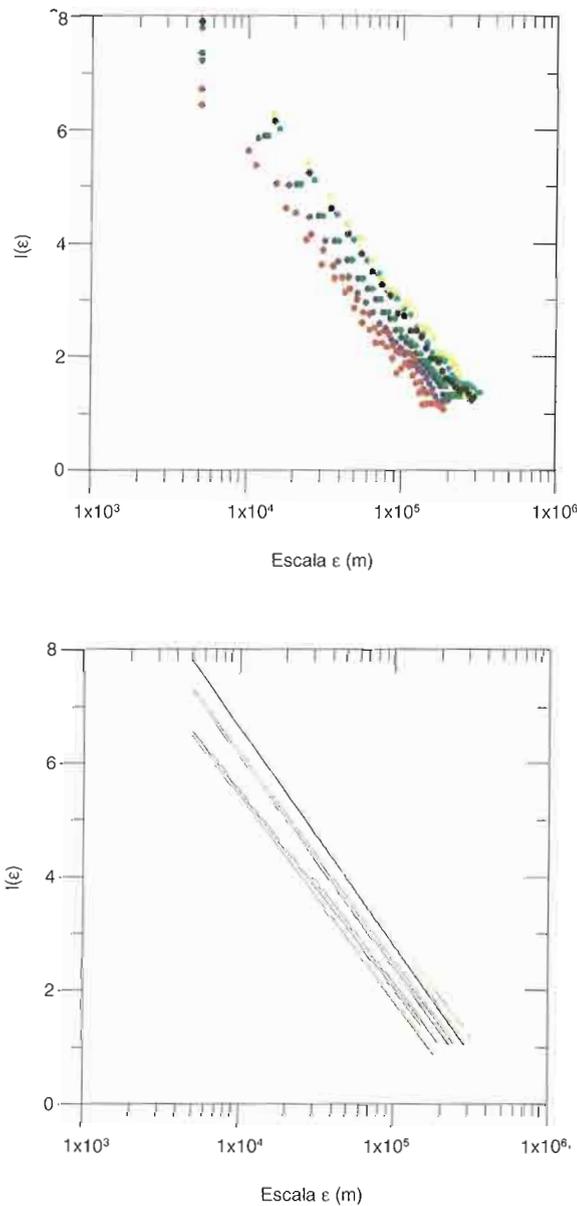


Figura 8.12. Resultados obtenidos para la función de masa en función de información de Shannon en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos vectorial de baricentros para cada zona

hecho no se pone de manifiesto en la caracterización de la irregularidad de ocurrencia en el que todas las celdas son equiprobables.

Como se ha indicado, para el estudio del comportamiento fractal de las distribuciones en superficie de los puntos baricentros la realización del cálculo de la dimensión de capacidad  $D_0$  mediante una técnica de tipo conteo binario, en este valor no influye para nada el peso de la celda y por lo tanto aquella información que cada epicentro pueda aportar a éstas. Si además se considera que el punto, no sólo por su ocurrencia en una determinada área, se encontrase marcado con un peso, debido por ejemplo a su magnitud, o bien longitud de fracturación como es el caso aquí tratado, la información que aporta se ve modificado por esta etiqueta asociada a cada punto.

La asignación de un peso a cada celda puede realizarse teniendo en cuenta la probabilidad de ocurrencia de fracturación en el área y posición que posea la celda, en función del número de baricentros que hay en su interior, supuesto el proceso de ocurrencia idénticamente distribuido e independiente (hipótesis iid), y añadiendo la importancia o ponderando el hecho de que la fractura sea de mayor o menor longitud, es decir produzca una ruptura por un terremoto mayor o menor que otras de alrededor. De esta forma si a cada celda se asigna una probabilidad  $p_i$  dada por:

$$p_i^w = \frac{\sum_{j=1}^{Nep} w_j \cdot 1_i(j)}{Nep} \quad \text{ecuación [8.36]}$$

siendo  $1_i(j)$  la función indicadora de valor unidad si el baricentro  $j$  se encuentra dentro de la celda  $i$ , y cero en otro caso y el peso  $w_j$  el que evalúa la importancia de la fractura  $j$  en la celda  $i$ -ésima, en función de la longitud de ruptura a partir del modelo Wells y Coppersmith. Según esta ponderación en cada celda es posible calcular  $D_1$  a partir de la definición de información de Shannon, para la que la información se evalúa exclusivamente sobre aquellas celdas que aportan algo de información:

$$D_1 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} p_i^w \log p_i^w}{-\log \varepsilon} \quad \text{ecuación [8.37]}$$

Los resultados de  $\log l(\varepsilon)$  vs.  $\log \varepsilon$ , que se presentan a continuación, han sido obtenidos a partir de la base de datos vectorial de fracturas (figura 8.6) según los criterios expuestos en PRIOR por el equipo de la UCM, y de la subdivisión en zonas de especial interés según la tabla 8.1, tras aplicar a la magnitud de cada epicentro el modelo Wells y Coppersmith descrito. El hecho de asignar a cada celda una ponderación a la probabilidad de ocurrencia supone una modificación en la medida de soporte geométrico que a la vista de los resultados acentúa el comportamiento singular del proceso espacial de fracturación.

Los valores obtenidos (figura 8.13) para las dimensiones  $D_1$  son, en todos los casos, inferiores a las obtenidas sin la ponderación, resultando ahora el comportamiento de Golfo de Cádiz con un valor notablemente inferior al del resto de zonas. Señalar que el mayor valor obtenido corresponde con la zona del Golfo de Cádiz que lo denota como una zona de notables características de heterogeneidad.

La definición de la dimensión de información o dimensión de primer orden puede ser generalizada para cualquier momento  $q$  de orden superior a 2, según la teoría de la información de Renyi. Por ejemplo, para  $q = 2$ , es posible calcular el valor de la dimensión de correlación  $D_2$  según los momentos de segundo orden de la medida de probabilidad definida para ponderar cada celda:

$$D_2 = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{-\log \sum_{i=1}^{N(\epsilon)} p_i^2}{\log \epsilon}$$

ecuación [8.38]

Mucho más notable es la singularidad del área de Galicia que, en el estudio de los momentos de segundo orden, destaca sobre todas las demás con una dimensión realmente inferior al resto, cuya distribución parece mantenerse en conjunto muy parecida entre sí (figura 8.14).

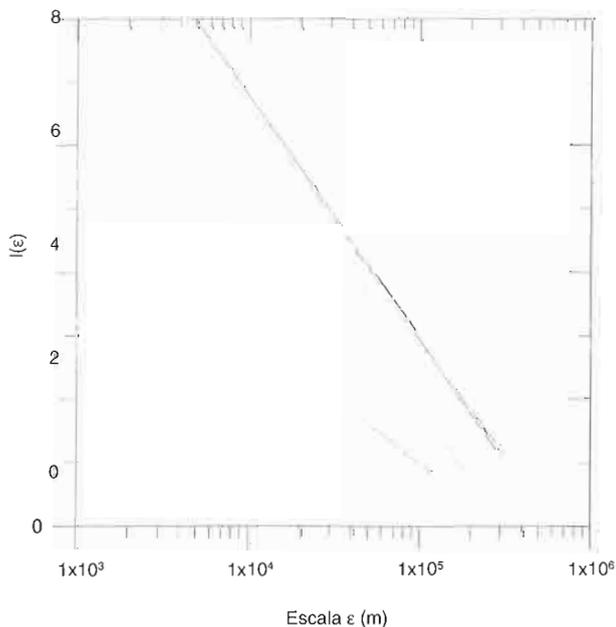
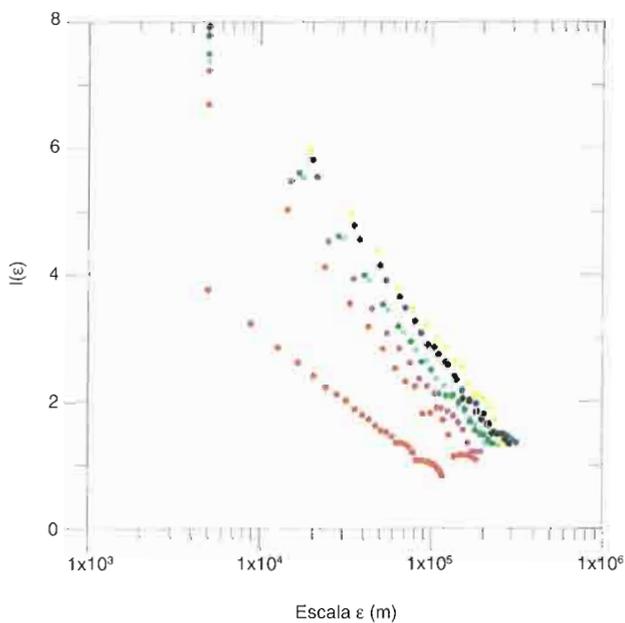
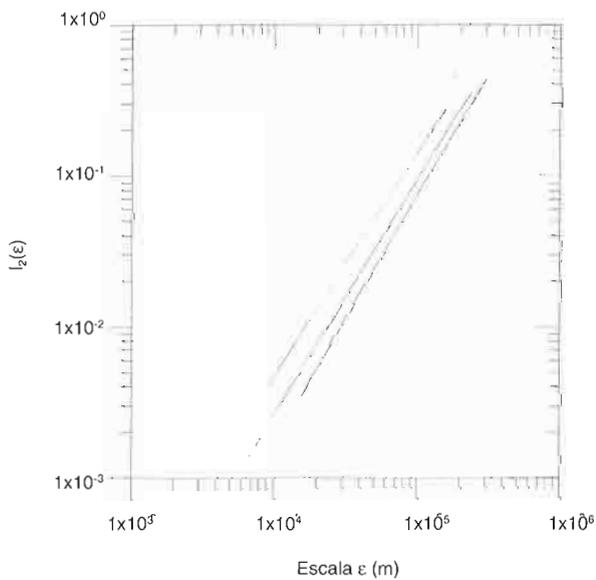
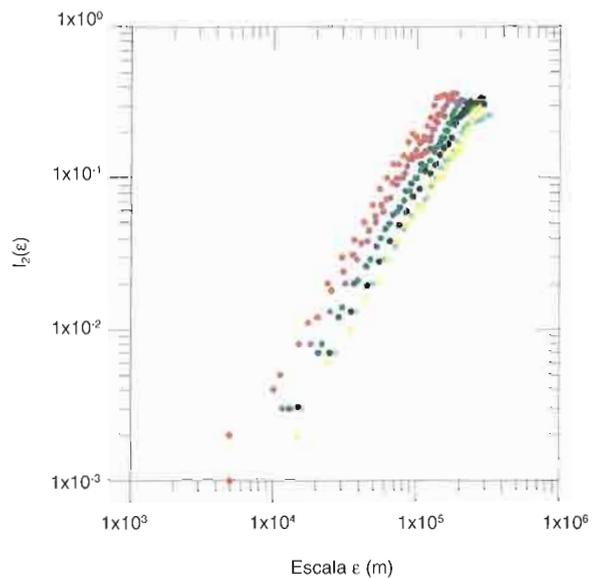


Figura 8.13. Resultados obtenidos para la función de distribución de información de Shannon en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal), aplicado el modelo de Wells y Coppersmith en las fracturas. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 8.1

Figura 8.14. Resultados obtenidos para la función de correlación por momentos de segundo orden, en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos sísmicos de baricentros para cada zona filtrada. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 8.1



O bien, la dimensión de correlación  $D_2$  según los momentos de orden dos de la medida de probabilidad definida para ponderar cada celda:

$$D_2 = \lim_{\epsilon \rightarrow 0} \frac{\log \sum_{i=1}^{N(\epsilon)} (p_i^w)^2}{-\log \epsilon} \quad \text{ecuación [8.39]}$$

Según Hirata (1989), aunque la autosemejanza geométrica (en la distribución espacial) de los conjuntos de fallas para un rango de escalas está basado tanto en observaciones geológicas como en consideraciones topológicas, la autosemejanza

de la distribución en *tamaño* de estas fracturas viene desde la ley de Gutenberg y Richter. Hirata (1989) parte tanto del modelo de barreras como del modelo de asperezas (Lay y Kanamori, 1981) pero no de una estructura fractal previa de la distribución espacial de las fallas. Según el modelo propuesto por Hirata (1989), el parámetro  $b$  de la ley de Gutenberg y Richter se correlaciona directamente con la dimensión de correlación  $D_2$  para cada región en particular, siendo una relación que es función del tiempo.

La singularidad de los momentos de segundo orden se pone aún más de manifiesto cuando se utiliza la medida ponderada con la longitud de ruptura. Se encuentra ahora un comportamiento parecido en las dimensiones  $D_2$  para las zonas de Pirineos, Ibérica, y Galicia, con un valor cercano a 1.56, por un lado, y por otro en las zonas de Portugal, Centro y Béticas Orientales, Alborán por otro, próximo a 1.66. Los valores extremos se localizan sobre la zona de Golfo de Cádiz (próximo a 0.9) y el máximo para Portugal con 1.77 (figura 8.15).

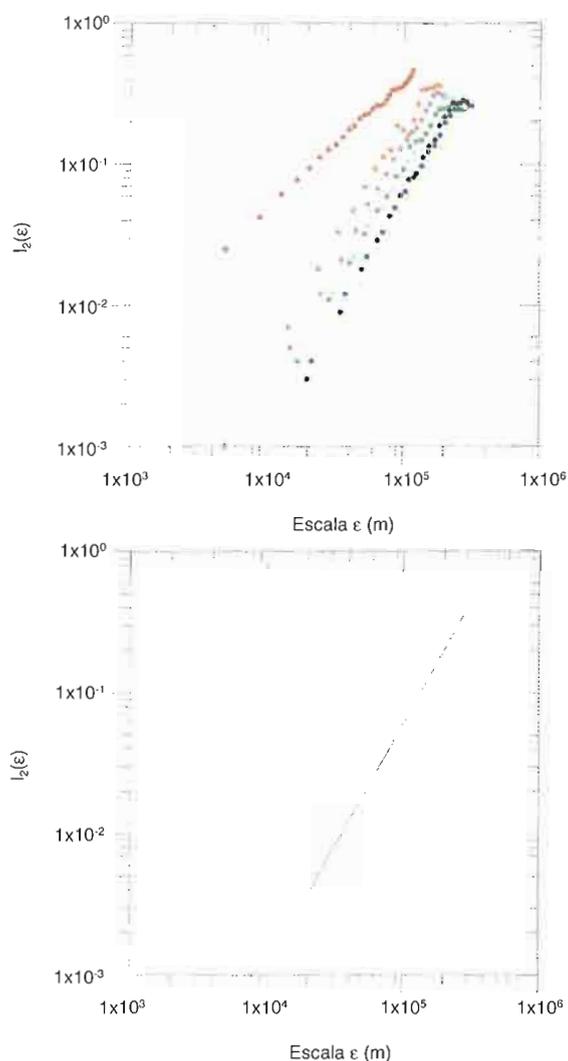


Figura 8.15. Resultados obtenidos para la función de correlación por momentos de segundo orden, en función de la escala  $\epsilon$  (en metros), y la regresión lineal ajustada (escala bilogarítmica decimal). Base de datos de baricentros ponderados para cada zona filtrada aplicado el modelo Wells y Coppersmith. Los códigos de color son los utilizados en la tabla 8.1

#### VIII.3.4. Evaluación del análisis de la fracturación y la sismicidad

En este último epígrafe se recogen, de manera sintetizada, los resultados obtenidos tras las regresiones hiperbólicas efectuadas para estimar los valores de  $D_0$ ,  $D_C$ ,  $D_M$  para el conjunto de datos de fracturación, entendida como segmentos rectilíneos y representada por los baricentros de cada fractura, sobre el área de la Península Ibérica y en cada una de las zonas que se han definido con un criterio tectónico. Sobre la tabla 8.2 se plasman los valores numéricos que, con una precisión de una centésima, se han obtenido para cada uno de los tipos de caracterización fractal propuestos.

Asimismo, se ha incluido la columna de valores del parámetro de sismicidad  $b$  que se obtuvo en la caracterización paramétrica de cada zona, análisis efectuado en el capítulo VII.

En lo que respecta a la caracterización del patrón de fracturación mediante los segmentos vectoriales, los valores de  $D_0$  calculados son relativamente elevados respecto a los valores que, habitualmente, llegan a obtenerse en otros contextos tectónicos (del orden de 1.75) y son semejantes para Galicia, Pirineos, Centro, Cadena Ibérica y Alborán, con un valor promedio de 1.8. El valor más bajo aparece en el Golfo de Cádiz, con un  $D_0$  próximo a 1.6. Destacan los valores de  $D_0$  en la zona de Portugal y Béticas Orientales, con 1.86. Esto supone que, para la mayoría de las zonas estudiadas, la distribución espacial de la fracturación no llega a rellenar toda la superficie, encontrándose distribuida con un patrón aleatorio estructurado, formando agrupaciones de eventos (grupos), aunque si bien, es en las dos zonas donde el valor es tan alto, donde la fracturación es mucho más densa.

Como puede apreciarse en el gráfico (figura 8.15), donde se han recogido los datos de la tabla 8.2 anterior, los valores obtenidos verifican  $D_0 > D_1 > D_2$ , para cada una de las zonas, teniendo en cuenta las medidas sin ponderar. No es posible encontrar una relación clara entre comportamientos, si bien es de destacar que, en la mayoría de los parámetros, los valores máximos los posee la zona de Portugal (fachada atlántica), a excepción del máximo valor de  $b$ , si bien tiene el siguiente valor más pequeño después del máximo ( $b = 1.50$ ); y lo mismo para el valor de la dimensión de agregación ( $D_M = 1.80$ ). De manera semejante se comporta la zona de Golfo de Cádiz, cuyos parámetros son los más bajos, a excepción del valor de la dimensión de masa para la que tiene el segundo valor más bajo.

De esta forma, es posible avanzar un criterio de reconocimiento de comportamientos interrelacionados que, de forma cualitativa, permite determinar la relación sismicidad – fracturación en zonas con características tectónicas comunes en la Península Ibérica. Hay que recordar que, como se presentó en el capítulo 7, la mayoría de las leyes sísmicas hiperbólicas son de carácter local y se encuentran sometidas a las condiciones *in situ* del medio físico. Aunque no es posible establecer una

relación explícita entre el parámetro de sismicidad y las características fractales de los baricentros de las fracturas, puede decirse que valores elevados de  $b$  están ligados con valores elevados de las dimensiones fractales de los baricentros y recíprocamente y a la inversa, valores bajos de  $b$  se encuentran ligados con valores bajos de dichas dimensiones fractales.

Así pues, aunque no se presentan las posibles relaciones gráficas de correlación que pueden encontrarse entre el grado de sismicidad, valorado por  $b$ , y el resto de parámetros que han sido calibrados para cada modelo de irregularidad fractal ( $D_0$ ,  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_C$  y  $D_M$ ), habida cuenta de la gran variabilidad detectada, aún y a pesar de las tendencias descubiertas, estas relaciones pueden constatararse en el gráfico superior de la figura 8.15. Se ha trazado el valor de  $b$ , para cada zona, como la tendencia a la dependencia y correlación positiva que se encuentra entre las diferentes dimensiones fractales y éste, a excepción del caso de la zona Centro donde hay una correlación negativa.

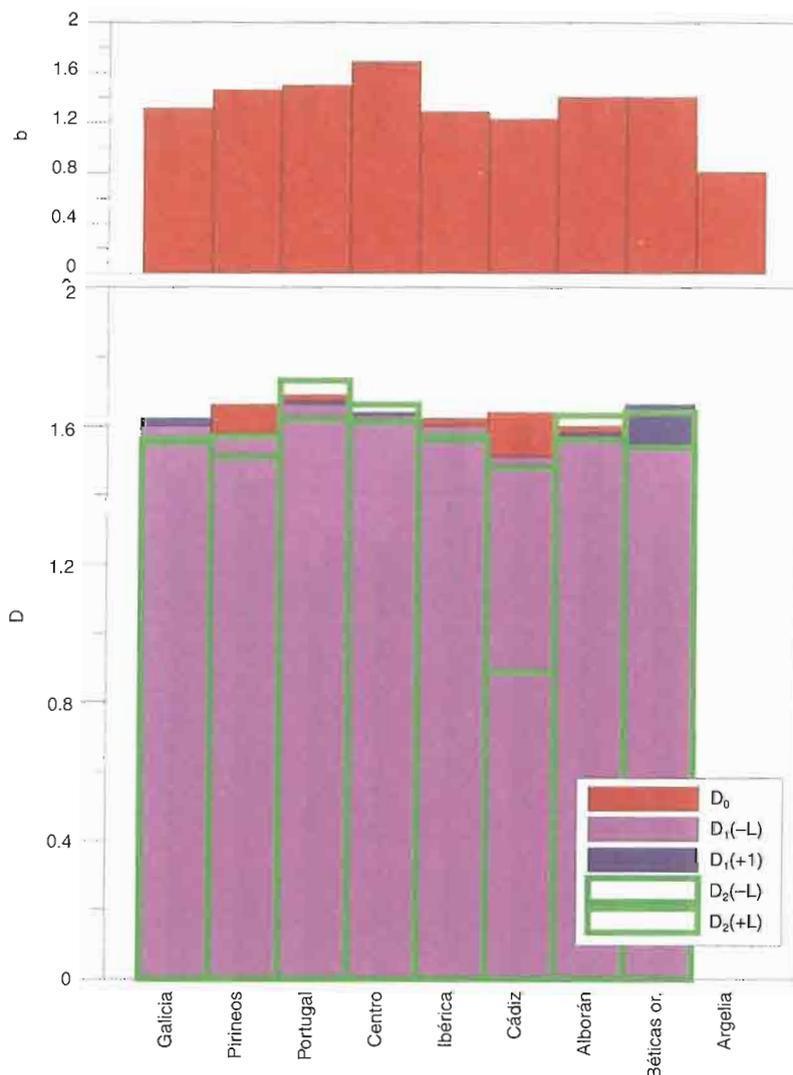


Figura 8.16. Gráfico donde se presenta la relación entre los diferentes valores de  $D$  obtenidos para cada zona

Figura 8.17. Diagrama en el que se representan los valores de  $b$  calculados bien sobre la ley de Gutenberg y Richter; bien sobre la Ley de Aki, para las diferentes zonas definidas sobre la Península Ibérica

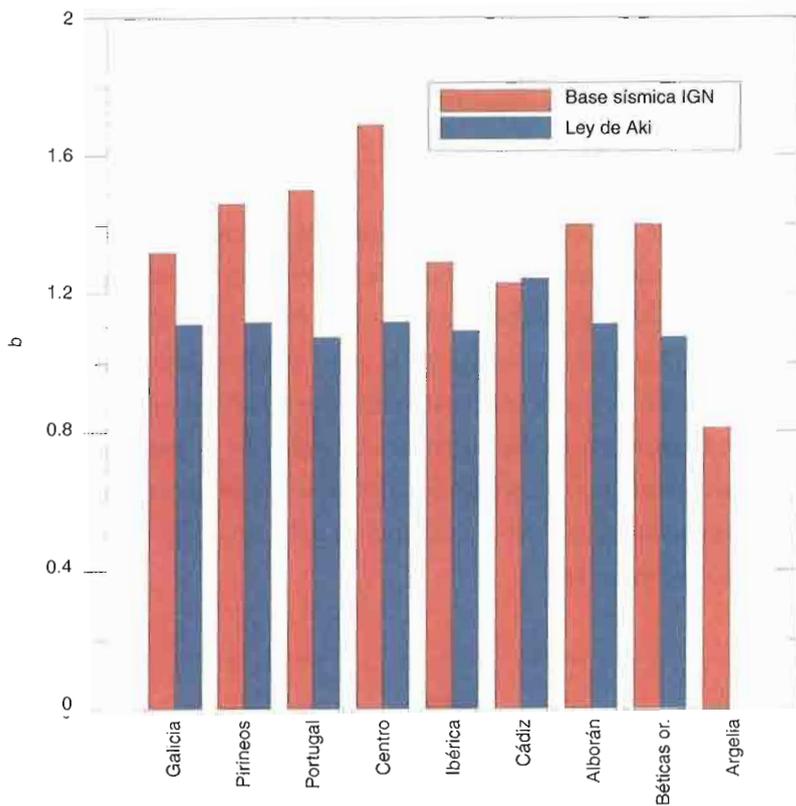
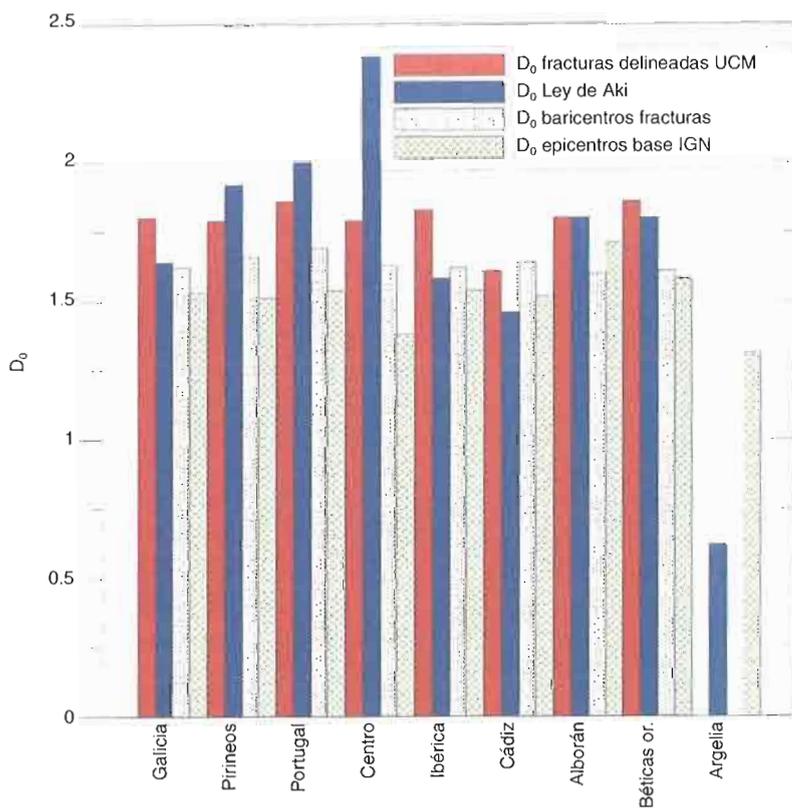


Figura 8.18. Diagrama en el que se representan los diferentes valores de la dimensión de recubrimiento para cada zona en cuanto a la geometría del conjunto utilizado para su cálculo



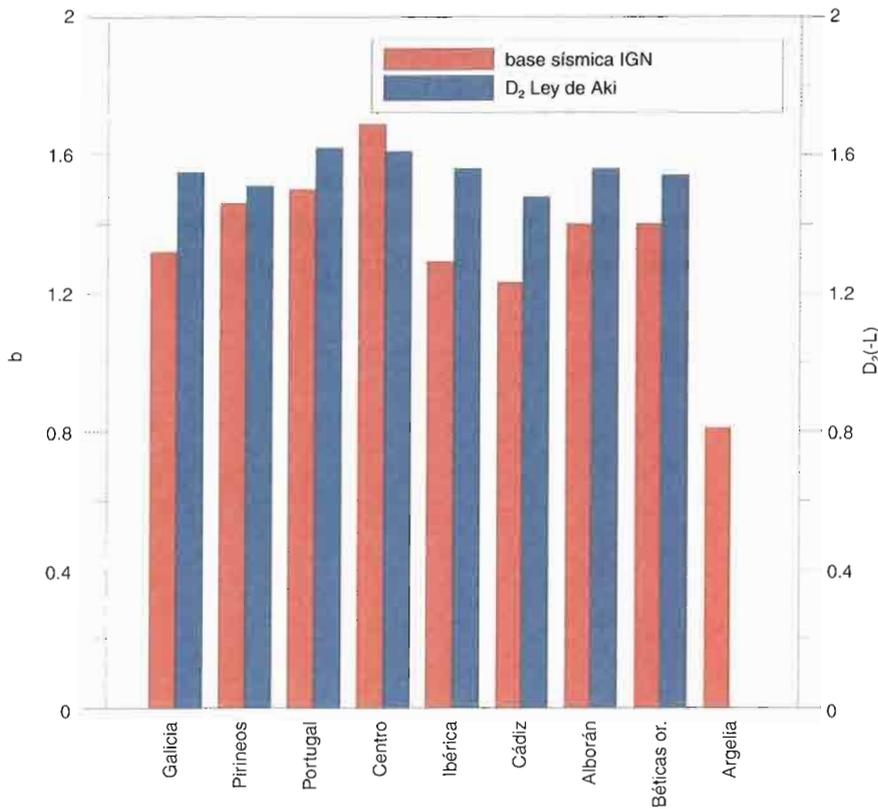


Figura 8.19. Diagrama, recogido de la Figura 8.16, donde se representan los valores del parámetro de sismicidad  $b$  y la dimensión de correlación  $D_2$  de los baricentros sin ponderar con la longitud de fractura (o  $D_{2-L}$ )

El estudio de la aplicación de la Ley de Aki para la determinación, bien del parámetro de la sismicidad a partir de los valores de la dimensión fractal del patrón de la fracturación para cada zona, bien de la dimensión fractal de la fracturación responsable de la actividad sísmica de parámetro  $b$ , y que se muestra en la figura 8.18, tiene diferentes consecuencias. En primer lugar, si se comparan los valores de los parámetros de la sismicidad  $b$  real procedente de la calibración de la Ley de Gutenberg y Richter, para la base sísmica de cada zona, con el valor de  $b$  calculado mediante la Ley de Aki, tomando la dimensión fractal de recubrimiento del patrón de fracturación, los resultados son totalmente dispares. Este hecho puede deberse a que, en la definición de la Ley de Aki, el valor de la dimensión que entra en la ecuación se corresponde con el de la distribución tridimensional de las fracturas, la cual se desconoce, o bien puede ser debido a que el valor utilizado de  $c = 1.5$  no sea el apropiado por sus características locales.

Un comportamiento análogo se encuentra si se comparan los valores resultantes de obtener la dimensión del campo de fracturas, responsable de la actividad sísmica marcada por el parámetro  $b$  para cada zona, con la dimensión de recubrimiento que posee según las fracturas delineadas obtenida a partir de la Ley de Aki, o con las dimensiones fractales de sus baricentros o de los epicentros donde se localizan los terremotos que se comportan según el  $b$  utilizado (figura 8.18).

Revisando con detalle el gráfico de la figura 8.16, la dimensión fractal que mejor caracteriza, y que se correlaciona positivamente con el parámetro de la sismicidad en cada una de las áreas es la denominada dimensión de correlación de los baricentros, sin ponderar con la longitud de la fractura. Para el gráfico de la figura 8.19, se han extraído los valores precisos que permiten confirmar este hecho, que además ha sido reconocido en numerosas referencias bibliográficas, habida cuenta que éstas lo confirman sobre la dimensión de correlación de los campos de fracturas.

## **IX. Discusión y conclusiones**



En la introducción de esta publicación ya se expone que uno de los aspectos que influyen más decisivamente en la seguridad nuclear de los emplazamientos de instalaciones nucleares y de los almacenamientos de residuos, es la caracterización del movimiento del terreno por efecto sísmico. En este contexto, uno de los objetivos principales del Proyecto Sigma, realizado en colaboración (CSN-Enresa-UCM) en 1995-1997, consistió en la definición del campo de esfuerzos tectónicos actual en la Península Ibérica.

Este fue el primer paso para llegar a una definición más precisa de la peligrosidad sísmica fundamentada en una modelización sismotectónica consistente y en su caracterización derivada de fuentes sísmicas. Pero para caracterizar adecuadamente el riesgo sísmico, una vez determinados los esfuerzos tectónicos activos, ha resultado fundamental definir el medio físico sobre el que están incidiendo: la corteza superior y sus discontinuidades de orden mayor, ya que son éstas las que pueden producir terremotos importantes.

Por tanto, el siguiente paso en el conocimiento del riesgo sísmico a escala regional ha estado encaminado, al igual que se hizo en la zonación sismotectónica de Francia, a localizar las fallas y estructuras tectónicas susceptibles de experimentar movimientos importantes bajo el campo de esfuerzos determinado en el Proyecto Sigma.

Con este objetivo, y para la Península Ibérica, el Proyecto Prior, mediante colaboración entre el CSN, Enresa, IGN y las universidades Complutense, Autónoma, Politécnica de Madrid y la Libre de Amsterdam, ha cartografiado las fallas de primer orden favorablemente orientadas respecto al campo de esfuerzos tectónicos activos. Para ello, se ha utilizado información de base procedente en buena parte de Enresa y del IGN, como los mapas de pendientes de primera derivada, base topográfica GTOPO30, información gravimétrica, anomalías magnéticas a partir de un vuelo de Enresa, mapa de la profundidad del Moho y análisis de los perfiles sísmicos profundos disponibles, entre otras fuentes de información.

Con todo ello y como objetivo final del Proyecto Prior, se pretendieron realizar dos mapas a escala 1:4.000.000, a saber:

- a) Mapa de Fallas de Primer Orden de la Península Ibérica (en el que se señalarían aquellas con movimientos recientes).
- b) Mapa de Fallas de Segundo Orden (que reflejaría las características fractales del proceso de fracturación).

No obstante finalmente se decidió fusionar estos dos mapas en uno solo a escala 1:2.000.000, que ha sido editado en diciembre de 2005 por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), con la colaboración del resto de organismos participantes.

Estos mapas van a ser una base imprescindible para la realización de posibles estudios detallados que se requieran en emplazamientos concretos, redundando en beneficio de las reevaluaciones de la seguridad de las Instalaciones Nucleares existentes y en el diseño de posibles almacenamientos temporales o definitivos de residuos radiactivos y de combustible gastado procedente de centrales nucleares españolas

Además los resultados científicos del Proyecto Prior son de forma resumida los siguientes:

La Península Ibérica se encuentra situada en una zona de convergencia "lenta" (de 4 a 5 mm/año, según la longitud) entre dos placas mayores, Eurasia y África.

La sismicidad en el límite entre las placas Eurasiática-Africana define cuatro sectores geodinámicos diferentes, desde el punto triple de Azores hasta la Península Ibérica: una zona de divergencia oceánica en la Dorsal de Terceira, una zona transformante intraoceánica, una zona de convergencia oceánica y una zona de convergencia continental. Las islas Azores, alineadas según una dirección NO-SE y con un vulcanismo activo, son la expresión superficial de la Dorsal de Terceira. Al igual que en la Dorsal Centroatlántica, las principales estructuras son de tipo extensional y, en este caso, acomodan una extensión hacia N42E.

Desde el extremo S de la Dorsal de Terceira hasta una longitud aproximada de 10° O, se extiende la zona transformante intraoceánica, que se caracteriza por la presencia de una zona de fractura sin actividad sísmica instrumental, en su parte más occidental, la falla Gloria. Más al E se sitúa una zona oceánica con batimetría compleja en la que la orientación de las estructuras activas es bastante heterogénea y el régimen de esfuerzos es de tipo desgarre, con una orientación del esfuerzo horizontal máximo hacia N145E. Finalmente, en las proximidades del contacto entre el margen meridional ibérico y el continente africano se localiza la zona de convergencia continental con una distribución difusa de los epicentros de los terremotos. Se mantiene una orientación media del esfuerzo horizontal máximo en torno a N150E y un régimen de esfuerzos de desgarre, que hacia el N de Argelia se transforma en compresión uniaxial.

Dentro de la península, trabajos más detallados indican que la mayor parte está sometida a una compresión NO-SE que se ha mantenido prácticamente constante desde el Mioceno superior.

La actividad sísmica en la Península Ibérica, aunque evidentemente originada por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática, no se limita al actual contacto entre las placas mayores; los terremotos ocurren, aunque con una menor tasa de actividad, en casi todo el entorno intraplaca del antepaís Ibérico, lo que indica una deformación tectónica actual muy distribuida y aporta una evidencia adicional de la dinámica de esta zona, tal y como se manifiesta en los procesos tectónicos recientes.

Este campo de esfuerzos con deformación distribuida ha producido deformaciones de gran radio que afectan a toda la Corteza y a la Litosfera Ibéricas. Los modelos de deformación de la litosfera son congruentes con la reactivación alpina de la litosfera varisca y con el desarrollo de inestabilidades compresivas. Hay que reseñar que, debido al bajo crecimiento y a la baja tasa de acortamiento, estas inestabilidades desarrollan amplitudes relativamente grandes (1 km). Parece que el acoplamiento/desacoplamiento entre la corteza y el manto litosférico explica las diferentes longitudes de onda observadas en la Península Ibérica. Los modelos sugieren que la más pequeña (50 km) puede ser el resultado del plegamiento de la corteza superior frágil, y que la distribución de la fracturación está controlada, en cierta medida, por su potencia. Los modelos que incluyen zonas débiles en el margen meridional, sugieren un acortamiento desde el sur que no es capaz de provocar deformaciones en toda la litosfera Ibérica. Al contrario, los modelos que suponen un acortamiento simétrico, producen unos patrones de deformación más realistas, reproduciendo las variaciones laterales de la deformación.

La intensidad epicentral de la distribución espacial de terremotos del límite Iberia-Africa muestra una escala de máxima información en la discretización a 22 km, mientras que la densidad energética muestra un primer máximo a 168 km. Esto significa que los patrones de ocurrencia y liberación de energía son diferentes en la misma área. La medida de 168 km está fuertemente condicionada por la distribución espacial de los sismos de magnitud mayor que  $M \geq 4.5$  y representa una distancia entrópica "media" en la distribución de estos terremotos. Las anisotropías sobre la distribución de la sismicidad detectan la superposición de dos procesos con características correlatorias diferentes. El primero con una dirección de máxima correlación a N105E, y con una correlación máxima de unos 210 a 220 km. El segundo con una distancia de máxima correlación de 200 km en la dirección N20E.

El patrón de deformación frágil (fallas de segundo orden) de la Península Ibérica muestra unas pautas muy constantes de orientaciones de fallas, aunque localmente aparezcan con sentidos de movimiento contrapuestos o predominen unas sobre otras. En general se reconocen tres direcciones principales (N-S, NO-SE y NE-SO) y una menor (E-O). Las fallas NO-SE, N-S y NE-SO resultan especialmente ubi-cuas; sus movimientos predominantes son en dirección, e inverso (sobre todo en las NE-SO del Sistema Central) y en las más segmentadas de las Cordilleras Béticas).

El patrón de fallas de primer orden de la Península Ibérica muestra unas orientaciones de fallas muy bien definidas. En general se reconocen dos direcciones principales (NE-SO, NO-SE) y dos menores (E-O y N-S). Las fallas NO-SE y NE-SO presentan un gran recorrido, con longitudes de traza ocasionalmente superiores a varios centenares de km y con movimientos predominantes en dirección,

e inverso (sobre todo en las NE-SO). Las NE-SO son dominantes en Galicia y Portugal, las cordilleras Béticas, el Sistema Central y las Cordilleras Costero Catalanas. Las NO-SE son más abundantes en la Cordillera Ibérica, las Béticas y, en menor medida, en Pirineos y el Macizo Ibérico. Por lo que respecta a las otras dos familias, con alguna excepción, aparecen muy segmentadas por las anteriores y muestran, por tanto, unas longitudes de trazas menores. Las de orientación E-O son dominantes en Pirineos, Sistema Central, Cordillera Cantábrica y Béticas, siendo el movimiento dominante en estas fallas de tipo inverso. Las fallas de orientación N-S son las menos abundantes y aparecen fundamentalmente en las proximidades del Margen Atlántico (Galicia y Portugal) y, en menor medida, en algunos sectores dispersos del Sistema Central y Béticas. El movimiento de estas fallas es en dirección, con frecuentes componentes extensionales.

En el interior peninsular la actividad sísmica puede considerarse como baja o media (velocidades de movimiento bajas y retornos largos). No obstante, este trabajo pone de manifiesto que los terremotos se nuclean sobre las fallas que han sido activas durante el Cenozoico. Dado su tamaño, su potencial sísmico es muy grande, no pudiéndose descartar la ocurrencia de sismos de magnitudes elevadas.

## **X. Bibliografía**



- Aki, K. (1966) Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* 44: 23-88.
- Aki, K. (1967a) Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.* 72: 1217-1231.
- Aki, K. (1967b) Maximum Likelihood Estimate of b in the formula  $\log N = a - bM$  and its.
- Aki, K. (1981) A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In: *Earthquake Prediction: An international Review*, Maurice Ewing Ser. vol 4, edited by D.W. Simpsom & P.G. Richards, pp. 566-574. AGU, Washington D.C.
- Alfaro, P. y Soria, J.M. (1996). Nuevos ejemplos de sismitas messinienses en San Andrés de Salinas (Alicante), Cordillera Bética Oriental. *II Congreso del Grupo Español del Terciario*. Comunicaciones. 15-18.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estevez, A. and López-Casado, C. (2001a). Paleoliquefaction in the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 233-244.
- Alfaro, P., Doménech, C., Estévez, A. y Soria, J.M. (1995). Estructuras de deformación en sedimentos del Cuaternario reciente de la cuenca del bajo Segura (Alicante). Discusión sobre su posible origen sísmico. *Geogaceta*, 17. 91-94.
- Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M. y Soria, J.M. (1999). Structures sédimentaires de déformation interprétées comme séismites dans le Quaternaire du bassin du Bas Segura (Cordillère bétique orientale). *Académie des Sciences, Elsevier, Paris*. 328, 17-22.
- Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C. and Sanz de Galdeano, C. (2001b). Evidence for the activity and paleoseismicity for the Paul Fault (Betic Cordillera, Southern Spain). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 283-296.
- Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1997). Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in the pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclog. Geol. Helvet.*, 90. 531-540.
- Allegre, C.J., Le Mouel, J.L. y Provost, A. (1982) Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction. *Nature*, 297: 47-49.
- Alonso-Gavilán, G.; Armenteros, I.; Carballeira, J.; Corrochano, A.; Huerta, P. y Rodríguez, J.M. (2004). Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid. 550-556.
- Alonso-Zarza, A.M.; Calvo, J.P.; Silva, P.G. y Torres, T. (2004). Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid. 556-561.

- Álvarez Marrón, J.; Pérez Estaún, A.; Dañobeitia, J.J.; Pulgar, J.A.; Martínez Catalán, J.R.; Marcos, A.; Bastida, F.; Aller, J.; Ayarza, P.; Gallart, J. (1995). Results from the ESCI-N3.1 and ESCI-N3.2 marine deep seismic profiles in the northwestern Galicia margin. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 4, 331-339.
- Álvarez Marrón, J.; Pulgar, J.A.; Dañobeitia, J.J.; Pérez Estaún, A.; Gallastegui, J.; Martínez Catalán, J.R.; Banda, E.; Comas, M.C.; Córdoba, D. (1995). Results from the ESCI-N4 marine deep seismic profiles in the northern Iberian Margin, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 4, 355-363.
- Álvarez, J. Muñoz-Martín, A., Carbó, A., De Vicente, G. y Llanes, P. (2002): "Mapa de anomalías isostáticas residuales de la Península Ibérica". *Proc. 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 1, 221-224.
- Álvarez, J., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G. y Vegas, R. (2004) Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez. *Geotemas* 6 (5) 221-225.
- Anadón, P.; Alcalá, L.; Alonso-Zarza, A.M.; Calvo, J.P.; Ortí, F.; Rosell, L.; Sanz-Rubio, E. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid. 562-569.
- Anderson, E.M. (1951) *The Dynamics of faulting*. 133 p.
- Anderson, J.G. y Brune, J.N. (1999) Probabilistic hazard analysis without the ergodic assumption. *Seism. Res. Lett.* 70: 19-23.
- Andeweg, B. (2002). *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. Tesis Doctoral, Universidad Libre de Amsterdam, 178 pp.
- Andeweg, B., De Vicente, G., Cloetingh, S., Giner, J.L. and Muñoz Martín, A. (1999). Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305: 153-164.
- Ardizzone, J., Mezcuca, J. y Socías, I. (1989) Mapa Aeromagnético de España Peninsular. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- Argus, D.F., Demets, C., Gordon, R.G., Stein, S. y Woods, D. (1986): Plate motions between the North American, African, and Eurasian plates over the past 10 Ma. *EOS*, 67: 1-1199.
- Arribas, J. y Arribas, M.E. (1991): Petrographic evidence of different provenance in two alluvial fan systems (Palaeogene of the northern Tajo Basin, Spain). *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 57: 263-271.
- Arthaud, F. y Matte, Ph (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.

- Arthaud, F.; Matte, P.(1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Results of a right lateral shear zone between the Appalachian and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**: 1305-1320.
- Atakan, K., Santanach, P. y Massana, E. (2000). On the reliability of paleoseismic data: El Camp Fault (northeastern Iberian Peninsula). HAN2000, 13-17.
- Avilés, C.A. y Scholz, C.H. (1987) Fractal Analysis Applied to Characteristic Segments of the San Andreas Fault. *J. Geophys. Research*, **92**: B1: 331-344.
- Avouac, J.-P., and E. B. Burov (1996). Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.*, **110**: 17,747 – 17,769.
- Bak, P. (1997) How nature works: the science of self-organized criticality. Copernicus,
- Bak, P., Tang, C. (1989) Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.* **94**: 15,635-15,637.
- Bak, P., Tang, C. y Wiesenfeld, C. (1987) Self-organized criticality: An explanation of 1/f noise. *Phys. Rev. Letters* **59**: 381-384.
- Barnsley, M.F. (1993) Fractals everywhere. 2ª Ed. Academic Press Professional. Boston.
- Barnsley, M.F., Dewaney, R.L., Mandelbrot, B.B., Peitgen, H.O., Saupe, D y Voss (1988) The Science o Fractal Images. Springer-Verlag, Berlin.
- Barton, M y La Pointe, L. (1995) Fractal Analysis of Scaling and Spatial Clustering of Fractures. In: Fractal in Earth Sciences. ed. by Christopher Barton and Paul R. La Pointe. Plenum Press. New York.
- Barton,C.C; La Pointe,P.R. 1995. Fractals in the earth sciences. Plenum Publishing Corporation. New York. 265 pp.
- Båth, M. (1958) The energies of seismic body-waves and surface waves, In Contributions in Geophysics in honour of Beno Gutenberg. Pergamon Press, London. 1-16p.
- Båth, M. y Duda, S.J. (1964) Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities. *Ann. Geofis. (Rome)*, **17**: 353-368.
- Berckhemer, H. and Lindenfeld, M. (1986). Determination of source energy from broadband seismograms. In: Buttkus, B. (Ed.). Ten years of the Gräfenberg Array: Defining the frontiers of broadband seismology. *Geologisches Jahrbuch Reihe E, Heft 35*, 79-83.
- Bergamín, J.F. y Carbó, A. (1986): Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del área Centroeibérica, basados en anomalías gravimétricas. *Estudios Geol.*, **42**: 143-146.
- Bergé, P., Pomeau, Y. et Vidal, C. (1984) L'ordre dans le Chaos: vers une approche déterministe de la turbulence. Hermman eds., Paris, 353p.

- Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Bird, P., Y. Y. Kagan, y D. D. Jackson, (2002) Plate tectonics and earthquake potential of spreading ridges and oceanic transform faults, in: S. Stein and J. T. Freymueller (editors), *Plate Boundary Zones*, Geodynamics Series , 30, 203-218, Am. Geophys. U., Washington, DC.
- Brix, A., Senoussi, R., Couteron, P. and Chadoeuf, J.(2001), "Assesing goodness of fit of spatially inhomogeneous Poisson processes", *Biometrika*, 88,2, 487-497.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., 1994. Apatitefission track analysis: its potential for the estimation of denudation rates and implications of long-term landscape development. In: Kirkby, M.J. (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Wiley, New York, 23– 53.
- Bufo, E., Udias, A. y Colombas, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Bull, W.B. (1977): Tectonic geomorphology of the Mojave Desert. *U.S. Geological Survey Contract Report*, 14-08-001-G-394.
- Bull, W.B. (1978): Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. *U.S. Geological Survey Contract Report*, 14-08-001-G-394.
- Burov, E. B., and A. N. B. Poliakov (2001). Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model, *J. Geophys. Res.*, 106, 16,461 – 16,481.
- Burov, E. B., and L. Guillou-Frottier (1999). Thermomechanical behavior of large ash flow calderas, *J. Geophys. Res.*, 104, 23,081 – 23,109.
- Burov, E. B., and P. Molnar,( 1998). Gravity anomalies over the Ferghana Valley (central Asia) and intracontinental deformation, *J. Geophys. Res.*, 103, 18,137 – 18,152.
- Burov, E. B., and S. Cloetingh (1997). Erosion and rift dynamics: New thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins, *Earth Planet Sci. Lett.*, 150, 7 – 26.
- Burov, E. y Diament, M. (1995): The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere; What does it really mean? *Jour. Geophys. Res. B*, 100: 3905-3927.
- Burov, E. y Poliakov, A. (2001): Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution, verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *Jour. Geophys. Res. B*, 106: 16461-16481.
- Burridge, R. y Knopoff, L. (1964) Body force equivalents for seismic dislocations. *Bull.*

- Burrough, P.A. (1981) Fractal dimension of landscapes and others environmental data. *Nature* 294: 240-242.
- Bustillo Revuelta, M.A. y Martín Escorza, C. (1984). Estructuras primarias de deformación en rocas opalinas del Mioceno Medio (Toledo). *I Congreso Español de Geología*. Tomo 1, 159-171.
- Cabral, J. y Ribeiro, A. (1989): Incipient subduction along West-Iberia continental margin. *Inter. Geol. Congr.*, 28: 1.223.
- Cabrera, Ll.; Roca, E.; Garcés, M. y de Porta, J. (2004). Estratigrafía y evolución tectonosedimentaria oligocena superior-neógena del sector del margen catalán (Cadena Costero-Catalana). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid. 569-572.
- Calais, E. et al 2001: Geodetic measurements of crustal motion in western Europe and the África – Eurasia plate boundary zone. Workshop on the geodynamics of the Western Part of Eurasia-Africa Plate Boundary (Azores-Tunisia).
- Calvo, J.P. (2004). Rasgos comunes de las Cuencas cenozoicas. En: *Geología de España* (J.A. Vera ed.), SGE, IGME, Madrid, pp. 584-586.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Diaz-Molina, M., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, P., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 1-16.
- Calvo, J.P.; Alonso Zarza, A.M.; García del Cura, M.A.; Ordoñez, S.; Rodríguez Aranda, J.P. y Sanz Montero, M.E. (1996): Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: Paleoclimatic and paleohydrological constraints. En: *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, vol. 6, *World and Regional Geology* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, 272-277.
- Camacho, M.A., Alonso-Chaves, M. (1997) Sismicidad del límite de placas entre Eurasia y África al SW de Iberia, desde 1984 a 1994. *Geogaceta* 21: 51-54.
- Capote, R. (1983): La fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica. Libro Homenaje a J.M. Ríos. IGME. Vol. 2, 17-25.
- Capote, R., De Vicente, G. (1989). El marco geológico y tectónico. Mapa del Cuaternario de España 1:1000000. 9-19 pp.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el sistema central Español. *Geogaceta*, 7: 20-21.
- Capote, R., Villamar, P. y Tsige, M. (1996): La tectónica alpina de la Falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20 (4): 921-924.

- Capote, R.; Casquet, C.; Fernández Casals, M.J.(1982). Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: modelo de evolución tectonometamórfica, *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 76, 2, 313-331 (19 P.)
- Capote, R.; Muñoz, J.A.; Simón, J.R. (coord.) Liesa, C. y Arlegui, L. (2003). Alpine tectonics I: The alpine system north of the Betic Cordillera. En: Gibbson, W. y Moreno, M.T. (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 367-400.
- Carlson, J. M. y Langer, J. S. (1989) Properties of Earthquakes Generated by Fault Dynamic. *Phys. Rev. Lett.* 62: 2632-2635.
- Casas, A. M.; Cortes, A. L.; Maestro, A.; Soriano, M. A.; Riaguas, A.; Bernal, J. 2000. LINDENS: a program for lineament length and density analysis. *Computer & Geosciences*. 26. 1011-1022.
- Casas-Sainz, A.M.(1990). *El frente norte de la Sierra de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 382 P.
- Casas-Sainz, A.M., Cortes-Gracia, A. L. y Maestro-González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian Plate; origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19: 258-289.
- Castaing, C., Halawani, M.A., Gervais, F., Chilés, J.P., Genter, A., Bourguin, B., Ouillon, G., Brosse, J.M., Martin, P., Genna, A. y Janjou, D. (1996): Scaling relationship in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting. *Tectonophysics*, 261: 291-314.
- Castellote, M.; Fleta, J.; Goula, X.; Suriñach, E.; Talaya, J.; Termens, A.(2000). Red GPS para el control de las fallas activas del SE de la Península Ibérica (Proyecto CUATENEO), *Geotemas*, 1, 1, 167-172.
- Cello, G. (1997): Fractal analysis of a Quaternary fault array in the central Apennines, Italy. *Jour. Struct. Geol.*, 19: 945-953.
- Chapman, D.S. y Furlong, K. (1977). Continental heat flow-age relationships (abs). *Eos, Trans. Am. Geophys. Un.*, 58, 1240.
- Choy, G.L. and Boatwright, J.L. (1995). Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal Geophys. Res.*, 100, B9, 18,205-18,228.
- Cisternas, A., Rivera, L., Pérez-López, R. y Paredes, C. (2002) A Model of Self-Organization of Crustal Seismicity. XI European Commission of Seismology, Geneva, September.
- Cloetingh, S. y Burov, B.E. (1996) Thermomechanical structure of European continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Cloetingh, S., Burov, E.; Beekman, F.; Andeweg, B.; Andriessen, P.A.M.; Garcia-Castellanos, D.; De Vicente, G. y Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 5, 1041-1067.

- Cloetingh, S., and E. B. Burov (1996). Thermomechanical structure of European continental lithosphere: Constraints from rheological profiles and EET estimates, *Geophys. J. Int.*, 127, 399 – 414
- Cloetingh, S., E. Burov, and A. Poliakov (1999) Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin), *Tectonics*, 18, 1064 – 1083. Confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 43: 237-239.
- Cowie, P.A. y Scholz, C.H. (1992): Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *J. Struct. Geol.*, 14: 1149-1156.
- Cox, R.T. (1994): Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas as possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from Mississippi Embayment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106. 571-581.
- CSN (1998) Proyecto SIGMA: *Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica*. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, 10.1998, 239 p.
- Cundall, P. A (1989). Numerical experiments on localization in frictional materials, *Ing. Arch.*, 59, 148 – 159
- Curtis, M.L. (1999): Structural and kinematic evolution of a Miocene to Recent sinistral restraining bend: the Montejunto massif, Portugal. *Jour. Struct. Geol.*, 21: 39-54.
- De Bruijne, C.H. (2001): *Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Libre de Amsterdam, 164 p.
- De Bruijne, C H; Andriessen, P A M (2000) Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the Sierra de Guadarrama (central Spain) assessed by apatite fission track análisis. *Physics and Chemistry of the Earth*. Part A: Solid Earth and Geodesy, vol.25, no.6-7, pp.555-563.
- De Bruijne, C H; Andriessen, P A M (2002). Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian Microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, vol.349, no.1-4, pp.161-184.
- De Mets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein (1990) Current plate motions. *Geophys. J. Int.* (101) 425-478.
- De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Aarhus, and S.Stein (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 21, no. 20, 2191-2194.
- De Rubeis, V., Hallgass, R., Loreto, V., Paladin, G., Pietronero, L. y Tosi, P. (1996) Self-Affine Asperity Model for Earthquakes. *Phys. Rev. Lett.* 76: 2599-2602.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central- Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense Madrid, 317 p.
- De Vicente, G., Calvo, J.P. y Muñoz-Martín, A. (1996 a): Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin, in *Tertiary basins of Spain, the*

- stratigraphic record of crustal kinematics*, vol. 6, *World and Regional Geology* (P.F. Freund y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, 268-271.
- De Vicente, G., Giner, J. L., Muñoz Martín, A., González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996), Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics* 266: 405-424.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996 b): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266: 405-424.
- De Vicente, G., González-Casado, J.M., Muñoz-Martín, A. y Giner, J.L. y Rodríguez-Pascua, M.A. (1996 c): Structure and Tertiary evolution of the Madrid Basin, in *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, vol. 6, *World and Regional Geology* (P.F. Freund y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, 263-267.
- De Vicente, G., Herraiz, M., Giner, J.L., Lindo, R., Cabanas, L. y Ramírez, M. (1996 d): Características de los esfuerzos activos interplaca en la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20: 909-912.
- De Vicente, G., Martín-Velásquez, S., Rodríguez-Pascua, M.A., Muñoz-Martín, A., Arcilla, M. y Andeweg, B. (2000): Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica. *Geotemas*, 1 (1): 95-98.
- De Vicente, G., Muñoz-Martín, A. y Giner, J.L. (1997) Características de la fracturación alpina y campo de esfuerzos reciente del Sistema Central y Cuenca de Madrid. (España Central). *Hydrogeology of Hard Rocks*: 199-228.
- Dershowitz, W. S.; Herda, H. H. 1992. Interpretation of fracture spacing and intensity. En: Tillerson & Wawersik Eds. *Rock Mechanics*. Balkema, Rotterdam. 757-766.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knot, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. (London)*, Sp. Publ., 45: 265-283.
- Dias, R.P. y Cabral, J. (1989): Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 75: 3-28.
- Donelick, R.A., Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, 84, 1224-1234.
- Dubois, J. (1995) *La Dynamique Non Linéaire en Physique du Globe*. Masson. Paris. 265pp.
- Engelder, T. (1993). *Stress regimes in the lithosphere*. Princeton Univ. Press, Princeton, NJ, United States (USA).

- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173–1177.
- Enresa (1998). Síntesis geológico-estructural de la Cuenca del Ebro (Geología del subsuelo). Informe interno.
- Enresa (2000). Síntesis geológica de la Cuenca del terciaria del Duero (Geología del subsuelo). Informe interno.
- Falconer, K. J. 1990. Fractal geometry, mathematical foundations and applications. John Wiley & Sons Ltd. Chichester. 288 pp.
- Feder, J. (1988) Fractals. Plenum Press. New York. 283p.
- Feinstein, A. (1954) A new basic theorem of information theory, Res. Lab. of Electronics, Technical report nº 282, M.I.T.
- Fernández, M., Marzan, I., Correia, A., Ramalho, E., 1998. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 291, 29– 53.
- Fernández, M.; Foucher, J.P. y Jurado, J.M. (1995). Evidences for a multi-stage formation of south-western Valencia trough. *Mar. Pet. Geol.*,12, 101-109.
- Fernández, M.; Marzán, I. y Torné; M. (2004). Lithospheric transition from the Variscan Iberian Massif to the Jurassic oceanic crust of the Central Atlantic. *Tectonophysics* 386, 97-115.
- Ferrer, P., Massana, E., y Santanach, P. (1999). Expresión geomorfológica de la falla de Amer (NE de la Península Ibérica). *Acta Geológica Hispánica*, 31 (3-4), 17-24.
- Fitzgerald, P.G., Gleadow, A.J.W., 1990. New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: examples from the Transantarctic Mountains. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 17, 351– 357.
- Fitzgerald, P.G.; Sorhabi, R.B.; Redfield. T.F. y Stump, E. (1995). Uplift and denudation of the central Alaskan Ranges; a case study in the use of fission tracks thermochronology to determinate absolute uplift parameters. *Journal Geophysical Research* 100, B4: 20175-20191.
- Fleta, J., Santanach, P., Martínez, P., Goula, X., Grellet, B. y Massana, E. (2000). Geologic, geomorfológic and geophysic approaches for the paleoseismological analysis of the Amer fault (NE Spain). *HAN2000*, 63-66.
- Foucher, J.P.; Mauffret, A.; Steckler, M.; Brunet, M.F.; Maillard, A.; Rehault, J.P.; Alonso, B.; Deselgaux, P.; Murillas, J. y Ouillon, G. (2002). Heat flow in the Valencia Through: geodynamic implications. *Tectonophysics* 203:77-97.
- Frohlich, C. y Davis, S.S. (1993) Teleseismic b-Values; or, Much Ado About 1.0. *J. Geophys. Res.* 98: 631-644.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, E. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.

- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 519– 572.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A. y Gallart, J. (2002): Initiation of an active margin at the North Iberian continent ocean transition. *Tectonics*, 21(4), 14 pp.
- García-Castellanos, D., Fernández, M. y Torné, M. (2002): Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain), *Tectonics*, 21(3): 1018.
- García-Castellanos, D., J. Vergés, J. Gaspar-Escribano, and S. Cloetingh (2003). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia), *J. Geophys. Res.*, 108(B7), 2347, doi:10.1029/2002JB002073, geological data. *Tectonophysics* 269: 247-257.
- Gillespie, P.A., Howard, C.B., Walsh, J.J. y Watterson, J. (1993): Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. *Tectonophysics*, 226: 113-141.
- Giménez, J., Suriñach, E. i Goula, X. (2000): Quantification of vertical movements in the eastern Betics (Spain) by comparing levelling data. *Tectonophysics*, núm. 317, pàg. 237-258.
- Giner, J.L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 268 p.
- Giner, J.L., De Vicente, G., Pérez González, A., Sánchez Cabañero, J., y Pinilla, L. (1996). Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*. 20(4). 842-845.
- Gleadow, A.J.W. (1990). Fission track thermochronology – reconstructing the thermal and tectonic evolution of the crust. In: Pacific Rim '90 Congress in Australia. Australian Institute of Mining and Metallurgy, 15-21.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Lovering, J.F., 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 405– 415.
- Goldman, S. (1954) *Information Theory*. Prentice-Hall, New York.
- Gölke, M. y Coblenz, D. (1996): Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266: 11-24.
- Goltz, C. 1997. *Fractal and chaotic properties of earthquakes*. Springer-Verlag. Berlin. 178 pp.
- Gómez Ortiz, D. (2001): *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 352 p.
- González Casado, J.M. y Giner, J. (2000). Relaciones entre fallas y sismicidad en el noroeste peninsular. *Geogaceta*, 28: 71-74.
- González Casado, J.M.; Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; Tornos, F.(1996). Paleostress and geotectonic interpretation of the Alpine cycle onset in the Sierra del Guadarrama (eastern Iberian Central System), based on evidence from episenitas, *Tectonophysics*, 262, 1-4, 213-229

- Goryainov, P.M., Ivanyuk, G.Y. & Sharov, N.V. (1997) Fractal analysis of seismic and geological data. *Tectonophysics*, 269: 247-257.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D. (1999): Present and Recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308: 487-502.
- Granja, H.M. (1999): Evidence for late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climate control in the coastal zone of northwest Portugal. *Geol. Mijnb.*, 77: 233-245.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A quantitative description. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)* 59, 237-253.
- Grimison, N. L, Chen, Wang-Ping (1986). Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar region and the southern termination of the African-Somalian plate boundary. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, vol.67, no.44, pp.1105.
- Gripp, A.E., and R.G. Gordon (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the Nuvel-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 17, no. 20, 1109-1112.
- Grüenthal, G. y Stromeyer, D. (1992): The Recent crustal stress field in Central Europe, trajectories and finite element modelling. *Jour. Geophys. Res.*, B, 97: 11805-11820.
- Guimerá, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 600 p.
- Guimerá, J. y González, A. (1998): El relieve de la cadena ibérica como un producto de la compresión alpina. *Geogaceta*, 24: 163-166.
- Guimerá, J.; Más, R.; Alonso, A. (2004). Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and contractional inversion. *Jour. of the Geological Soc. (Londres)*, 16: 291-303.
- Gumiel, P., Campos, R., Hernández, J.R. y Paredes, C. (1996) Características de la geometría fractal de varios sistemas filonianos mineralizados del Macizo Hespérico. *Geogaceta* 20: 1397-1400.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F. (1944) Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 34: 184-188.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1956a). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, 1, 1-15.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1956b). The energy of earthquakes. *Q. J. Geol. Soc. London*, 112, 1-14.
- Hack, J.T. (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, Vol. 1, nº 4. 421-429.
- Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* 84: 2348-2350.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- Harris, C., Franssen, R. y Loosveld, R. (1991): Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's Dust method-comment. *Tectonophysics*, 198: 107-115.
- Haskell, N. (1964) Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 56:1811-1842.
- Hastings, H.M. y Sugihara, H. (1993) *FRACTALS: A User's Guide for the Natural Sciences*. Oxford Science Publications. 235pp.
- Hayford, J.F. y Bowie, W. (1912): The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. *U.S. Coast Geod. Surv. Sp. Publ.*, 10, 132 p.
- Heiskanen, W.A. y Moritz, H. (1967): *Physical Geodesy*. W.H. Freeman, New York, 364 p.
- Heredia, N., Arias, D., Bellido, F., Díaz García, F., Diez Montes, A., Farias, P., Fernández, E.J., Lombardero, M., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R. y Rodríguez Fernández L. R. (2002).- Mapa Geológico a escala 1:200.000. En: Informe Final del "Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros y de materias primas en El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valdeorras".
- Hernández-Henrile, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Massana, E., y Santanach, P. (2000). Resultados preliminares del estudio paleosísmico mediante trincheras de la falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética). *Geotemas*. 1 (4), 335-339.
- Herraiz, M. (1997), "Conceptos básicos de Sismología para Ingenieros", Centr. Per. Jap. Inves. Sism. y Mitig. Desastres. Lima, 132pp.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J.L., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Rincón, P., et al. (2000) The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics* 9(4): 762-786.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J.L., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuendez, J.I., Casas, A., Cabanas, L., Rincón, P., Cortes, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The Recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Hindson, R., Andrade, C. y Parish, R. (1999): A microfaunal and sedimentary record of environmental change within the late Holocene sediments of Boca do Rio (Algarve, Portugal). *Geol. Mijnb.*, 77: 311-321.
- Hirabayasi, T. y Ito, K. (1990) Multifractal Analysis of Earthquakes. *Pure and appl. Geophys.* 138: 647-660.
- Hirata, T. (1989) A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes. *J. Geophys. Res.* 94: 7507-7514.
- Hirata, T. y Imoto, K. (1991) Multifractal Analysis of Spatial Distribution of Microearthquakes in the Kanto Region. *Geophys. J. Int.* 107: 155-162.

- Hirata, T., Satoh, T. y Ito, K. (1987) Fractal Structure of Spatial Distribution of Microfracturing in Rock. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 67: 697-717.
- ILIHA DSS Group (1993): A deep seismic sounding investigation of the lithospheric heterogeneity beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221: 35-51.
- Imoto, M. (1987) A Bayesian Method for Estimating Earthquake Magnitude Distribution and Change in the Distribution with Time and Space in New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys* 30: 1063-1116. Implications for the Seismogenic Zone at the Bottom of Slabs. *Phys. Earth Planet. Inter.* 92: 169-187.
- Ishimoto, M. y Ida, K. (1939) Observations sur les séism enregistrés par le microseismograph construit dernièrement (I). *Bull. Earthquake Res. Inst.* 17: 443-478.
- ITGE (eds.) (1989). Contribución de la explotación petrolera al conocimiento de la geología de España. Vol. 5: Duero-Almazán. Madrid: *Instituto Tecnológico Geominero de España*, 20 mapas.
- ITGE (eds.) (1990). Documentos sobre la geología del subsuelo de España. Varios Volúmenes. Madrid: *Instituto Tecnológico Geominero de España*, 20 mapas.
- Ito, K. y Matsuzaki, M. (1990) Earthquakes as Self-organized Critical Phenomena. *J. Geophys. Res.* 95: 6853-6860.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (2002): Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, 357: 159-186.
- Janssen, M.E., Torné, M., Cloetingh, S. y Banda, E. (1993): Pliocene uplift of the eastern Iberian margin, inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth Planet. Sci. Letters*, 119: 585-597.
- Johnson, C. (1997). Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission track thermochronology and structural data: an example from southern Spain. *Geology*. 25 (7) p.623-626.
- Julivert, M., Fontboté, J M; Ribeiro, A; Conde, L (1972). Mapa tectónico de la península Iberica y Baleares, escala 1:4.000.000. Inst. Geol. Min., Madrid.
- Jurado, M.J. y Müller, B. (1997): Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia, new results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282: 99-115.
- Kagan Y.Y. (1981) Spatial distribution of Earthquakes: The Three-point Moment Function. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 67: 697-717.
- Kagan, Y.Y. (1997) Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: Regional comparison. *J. Geophys. Res.* 102: 2835-2852.
- Kagan, Y.Y. y Knopoff, L. (1980) Spatial distribution of earthquakes. The two point correlation function. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62: 303-320.

- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.* 82, 2981-2987.
- Kanamori, H. (1983). Magnitude scale and quantification of earthquakes. *Tectonophysics*, 93, 185-199.
- Kanamori, H., Mori, J., Hauksson, E., Heaton, Th.H., Hutton, L.K. and Jones, L.M. (1993). Determination of earthquake energy release and ML using TERRASCOPE. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 2, 330-346.
- Kanamori, H.; Anderson, D.L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. America* 65(5). 1073-1095.
- Karner, G.D. y Watts, A.B. (1983): Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. *Jour. Geophys. Res.*, 88: 10449-10477.
- Karnik, V. y Klima, K. (1993) Magnitude-frequency Distribution in the European-Mediterranean Earthquakes Regions. *Tectonophysics* 220: 309-323.
- Keller, E.A. (1986): Investigations of active tectonics: Use of surficial earth process. In: "Active Tectonics"; *Geop. Study Com.*, Nat. Acad. Press. 136-147.
- Keller, E.A.; Pinter, N. (1996): Geomorphic indices of active tectonics. In: "Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape". Edit. Prentice Hall. 121-147.
- Khinchin, A. I. (1957) *Mathematical Foundations of Information Theory*. Dover Publications Inc.
- King, G. (1983). The Accommodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self-similar Fault System: the Geometrical Origin of b-Value. *Pure App. Geophys.* 121: 761-815.
- Kiratzi, A.A. y Papazachos, C.B. (1995): Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics*, 243: 1-24.
- Koukouvelas, I.K., Asimakopoulos, M. y Doutsos, T. (1999): Fractal characteristics of active normal faults: an example of the eastern Gulf of Corinth, Greece. *Tectonophysics*, 308: 263-274.
- Laslett, G.M.; Kendall, W.S.; Gleadow, A.J.W. y Duddy, I.R. (1982). Bias in measurement of fission track length distributions. *Nuclear tracks*, 6, 79-85.
- Lay, T. y Kanamori, H. (1981) An asperity model of large earthquakes. In: *Earthquake Prediction: An international Review*, Maurice Ewing Ser. vol 4, edited by D.W. Simpsom & P.G. Richards, pp. 579-592. AGU, Washington D.C.
- Lee, J.S. (1990) Stochastic and topological fracture geometry model (MIT MsD).
- Liesa, C.L. (1999): *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 765 p.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J., Peinado, M.A. (1995) The b value in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics* 248: 277-292.

- Lotze, F.(1945). Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta., Geotekt. Forsch., 6: 78-92. (Traducido al español en Publ. Extr. Geol. España, 5: 149-166)., 5, 149-166.
- Luque, L., Lario, J., Goy, J.L., Dabrio, C.J. and Silva, P. G. (2001). Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples from the spanish coast. *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 197-212.
- Main, I. G. y Burton, P. (1984) Information Theory and the Earthquake Frequency-Magnitude Distribution. Bull. Seismol. Soc. Am. 74 (4): 1409-1426.
- Mandelbrot, B.B. (1967) ¿How long is the Coast of Britannia?. Statistical self-similarity and fractional dimension. Science 156: 636-638.
- Mandelbrot, B.B. (1975) Les objets fractals. Flammarion, Paris. 203p.
- Mandelbrot, B.B. (1975): Stochastic models for the Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coast lines, and the number-area for islands. Proceed. National Academy of Sciences USA 72 (10): 3825-3828.
- Mandelbrot, B.B. (1977) Fractals. W.H. Freeman and Co. San Francisco, 365p.
- Mandelbrot, B.B. (1977) Fractals: Form, Chance and Dimension. Freeman. San Francisco.
- Mandelbrot, B.B. (1982): The Fractal Geometry of Nature. W.H. Freeman, San Francisco.
- Mandelbrot, B.B. (1989) Multifractal measures, especially for the geophysicist. Pure Appl. Geophys. 121: 761-815.
- Martín Dávila, J. et al., (2001) AMIGO Project: An internacional GPS effort for studying the WEstern Section of the Eurasia-Africa plate boundary, Workshop on the geodynamics of the Western Parto f Eurasia-Africa Plate Boundary (Azores-Tunisia).
- Martínez Catalán, J.R. Ayarza, P.; Pulgar, J.A.; Pérez Estaún, A.; Gallart, J.; Marcos, A.; Bastida, F; Álvarez Marrón, J.; González Lodeiro, F; Aller, J.(1995). Results from the ESCI-N3.3 marine deep seismic profile along the Cantabrian continental margin, Revista de la Sociedad Geológica de España, 8, 4, 341-354.
- Martínez-Díaz, J.J. (1998). *Neotectónica y tectónica activa del sector centrooccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 290 p.
- Martínez-Díaz, J.J. and Hernández-Henrile, J.L. (2001). Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 297-314.
- Martínez-Díaz, J.J. y Hernández-Henrile, J.L. (1999). Segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia ya actividad paleosísmica asociada. *Contribución a la determinación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia*. 1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. 75-87.

- Martínez-Díaz, J.J., Massana, E., Hernández-Henrile, J.L., and Santanach, P. (2001). Evidence for the coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia Fault, southeastern Spain. *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 315-328.
- Maruyama, T. (1963) On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 46: 223-269.
- Marzán Blas, I. (2000): *Régimen térmico en la Península Ibérica. Estructura litosférica a través del Macizo Ibérico y el Margen Sur-Portugués*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 192 p.
- Masana, E., Villamarín, J.A., Sánchez-Cabañero, J., Plaza, J. y Santanach, P. (2001): Seismogenic faulting in an area of low seismic activity, paleoseismicity of the El Camp Fault (northeast Spain): *Geol. Mijnb.*, 80: 229-241.
- Massana, E. (1996a). Neotectonic features of the Catalan Coastal Ranges, Northeastern Spain. *Acta Geol. Hisp.* V. 29, nº 2-4, pp: 107-121.
- Massana, E. (1996b). Evidences for past earthquakes in an area of low historical seismicity: The Catalan coastal ranges, NE Spain. *Annali di Geofisica*. 39, 689-704.
- Massana, E., Santanach, P., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Henrile, J.L., (2001a). Evidence of recurrent pre-historic seismicity along the Lorca-Totana sector of the Alhama de Murcia Fault (Southeastern Spain). *Abstracts EUG Strasbourg*.
- Massana, E., Villamarín, J.A. and Santanach, P. (2001b). Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: the El Camp Fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 329-354.
- Massana, E., Villamarín, J.A., Sánchez Cabañero, J., Plaza, J. y Santanach, P. (2000). Paleoseismological behavior of a fault with no historical seismicity: El Camp Fault (northeastern Iberian Peninsula). HAN2000, 101-104.
- Mayer, L. (1990): Megageomorphology, Slope Stability and Drainage Basins. In: *Introduction to Quantitative Geomorphology*. Ed. Prentice-Hall. 101-265.
- Mazzoli, S. y Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motions for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geological Rundschau*, 83, 464-468.
- McClusky, S.; Reilinger, R.; Mahmoud, S.; Ben Sari, D. y Tealeb, A. (2003) GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Gephys. J. Int.*, 155, 126-138.
- McMillan, B. (1953) The basic theorems of information theory. *Ann. Math. Statistics* 24: 196- 219.
- Mézcuá, J. y Martínez-Solares, J. M. (1983) Sismicidad del área Ibero-Magrebí. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.

- Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996): *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica e Islas Baleares*. Inst. Geográfico Nacional, 7 p.
- Mogi, K. (1962) Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to the earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 40: 125-173.
- Mogi, K. (1979) Global Variation of Seismic Activity. *Tectonophysics* 57: 43-50.
- Montagner, J. P. (1995) *SISMOLOGIE. La Musique de la Terre, Les Fondamentaux*. Hachette Supérieur. 158p.
- Montenat, C. (1980). Relation entre déformations synsédimentaires et paléosismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, XXII, 3. 501-509.
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L. G., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. y Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Jour. Geophys. Res., B*, 97: 11783-11803.
- Muñoz Martín, A. (1997): *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 331 p.
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1998): Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 57-70.
- Obermeier, S.F. (1996) Use of liquefaction-induced features for palaeoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene palaeoearthquakes. *Engineer. Geol.* 44: 1-76.
- Ogata, Y. y Abe, K. (1991) Some Statistical Features of the Long-term Variations of the Global and Regional Seismic Activity. *Inst. Statist. Rev.* 59: 139-161.
- Ogata, Y., Imoto, M. y Katsura, K. (1991) 3-D Spatial Variations of b Values of Magnitude frequency Distribution Beneath the Kanto District, Japan. *Geophys. J. Int.* 104:135-146.
- Okal, E. A. y Romanowicz, B.A. (1994) On the variation of b-values with earthquake size. *Phys. Earth Planet. Interiors* 87: 55-76.
- Okal, E.A. y Kirby, S.H. (1995) Frequency-moment Distribution of Deep Earthquakes;
- Okubo, P.G. y Aki, K. (1987) Fractal Geometry in the San Andreas Fault System. *J. Geophys. Res.* 92: 345-355.
- Omori, F. (1894) On Aftershocks of Earthquakes. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo* 7: 111-200.

- Otsuka, M. (1972) A chain-reaction type source model as a tool to interpret the magnitude frequency relation of earthquake. *J. Phys. Earth* 20: 35-45.
- Ouillon, G., Castaing, C. y Sornette, D. (1996) Hierarchical scaling of faulting. *J. Geophys. Res.* 101: 5477-5487.
- Pacheco, J.F., Scholz, Ch. H. y Sykes, L.R. (1992) Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature* 355: 71-73.
- Paredes, C. (1995): Aplicación de la Geometría Fractal en las Ciencias de la Tierra. Tesis Doctoral, E. T. S. Ingenieros de Minas, Universidad Politécnica de Madrid, 286 p.
- Paredes, C.; Elorza, F. J. 1998. Análisis y simulación fractal de medios fracturados. *Boletín Geológico y Minero.* 109-1. 21-34.
- Paredes, C.; Elorza, F. J. 1999. Fractal and multifractal analysis of fractured geological media: surface subsurface correlation. *Computers & Geosciences.* 25. 1081-1096.
- Parker, R. L. (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 31, 447-455.
- Parsons, B. y Sclater, J.G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827.
- Pedraza, J. (1996): Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda. 414 p.
- Pérez López, R. (1999): Análisis Fractal de la Distribución Espacial de Fracturas en El Berrocal (Sistema Central de España). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 198 p.
- Pérez-López, R. y Paredes, C. (2002c) Rescaled Range Analysis in Earth Time Series: The Iberian Peninsula Seismic Database. PEDOFRACT 2002, Proceedings IV Congress of Fractals and Applied Mathematics in Earth Sciences. Ávila, July.
- Pérez-López, R., Cisternas, A., Rodríguez-Pascua, M. A. y Paredes, C. (2003) Predicción de terremotos: Realidad o ficción. Foro Euromediterráneo On Disaster Prevention. Seminario internacional sobre nuevas tecnologías. Madrid. Octubre.
- Pérez-López, R., Muñoz-Martín, A., Paredes, C., De Vicente, G. y Elorza (2001). Dimensión Fractal de la Distribución Espacial de Fracturas en el área granítica de El Berrocal (Sistema Central): Relación con el tensor de esfuerzos. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13 (3-4): 487-503.
- Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A. y Prieto, O. (2003) Fractal Análisis of Conamara Chaos Area (Júpiter). *Geophys. Int. Abstracts.* Vol. 5 06092. Proceedings of EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003.
- Pike, R.J.; Wilson, S.E. (1971): Elevation relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62. 1079-1084.

- Poliakov, A. N. B., Y. Podladchikov, and C. Talbot (1993). Initiation of salt diapirs with frictional overburden: Numerical experiments, *Tectonophysics*, 228, 199–210.
- Polyak, B.G.; Fernández, M.; Khutorskoy, M.D.; Soto, J.I.; Basov, I.A.; Alonso, B.; Agapova, G.; Mazurova, I.S.; Negredo, A.M.; Tochitsky, V.O.; de la Linde, J.; Bogdanov, N.A. y Banda, E. (1996). Haet flow in the Alboran Sea (the western Mediterranean). *Tectonophysics*, 263, 191-218.
- Portugal Ferreira, M y Macedo, C.A.R. (1979): Actividade magmática durante o Mesozóico: Achega para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro-Ibérica (Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 87, 29-49.
- Price, P. B. y Walter (1963). Fossils tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research* 68, 16, 4847-4862.
- Priest, S. D.; Hudson, J. A. 1981. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *International Journal of Rock Mechanics, Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 18. 183-197.
- Querol, R. (1983): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. De Ingeniería Geológica), 48 p.
- Randall, M.J. (1973). The spectral theory of seismic sources. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1133-1144.
- Rebañ, S., Philip, H. y Taboada, A. (1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region, evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. Jour. Inter.*, 110: 106-140.
- Reicherter, K.R. (2001). Paleoseismologic avances in the Granada Basin (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 267-282.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J., Somerton, I. W., (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.
- Rey Moral, M.C. (2001). Estudio geofísico de una cuenca sedimentaria: La Cuenca de Almazán (provincia de Soria). Implicaciones tectónicas. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 247 pp.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. y Matias, L. (1996): Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15: 641-659.
- Richter, C.F. (1935) An Instrumental Magnitude Scale. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 25: 1-32.
- Richter, C.F. (1958) *Elementary Seismology*. W.H. Freeman. San Francisco.
- Rodríguez Fernández, J. y Vera, J.A. (1986). Estratificaciones cruzadas deformadas de edad Tortonense: interpretación genética (Cordilleras Béticas). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*. 1. 373-390.

- Rodríguez Fernández, L.R. (editor) (2004): Mapa Tectónico de España a escala 1:2000000. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid.
- Rodríguez Pascua, M.A. (2001). Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas neógenas lacustres del Prebético de Albacete. *Instituto de Estudios Albacetenses.*, 285p.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente G. y Calvo, J.P (2000). Similitudes entre la actividad sísmica actual y la paleosismicidad durante el mioceno superior en las béticas externas: restricciones a partir del parámetro "b". *Rev. Soc. Geol.* 13 (3-4), 505-518.
- Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G. and Calvo, J.P. (2001). Paleoseismological analysis from the upper miocene lacustrine sediments in the prebetic zone, SE Spain. *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4), 213-232.
- Rodríguez Pascua, M.A., y Barrera, J.L. (2002). Estructuras paleosísmicas en depósitos hidromagmáticos del vulcanismo neógeno del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España). *Geogaceta*, 32, 41-44.
- Rodríguez-Pascua, M.A. y De Vicente, G. (1998): Análisis de paleoesfuerzos en cantos de depósitos conglomeráticos terciarios de la cuenca de Zaorejas (rama castellana de la Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 169-180.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G. Calvo, J.P. y Pérez-López, R. (2002) Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late Miocene in the external Betic Chain (Spain): relationship by "b" value and the fractal dimension. *J. Struct. Geol.*, in press.
- Rodríguez-Pascua, M.A.; De Vicente, G.; Calvo, J.P. y Pérez-López, R. (2003). Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the Late Miocene in the External Betic Chain: Relationship by "b" value and fractal dimension. *Journal of Structural Geology*. 25, 749-763.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19: 613-616.
- Romanowicz, B.A. y Rundle, J.B. (1993) Scaling relations for large earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83: 1294-1297.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. and Duboz, C. 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene . In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130.
- Sadovskiy, M.A., Golubeva, T.V., Pisarenko, V.F. y Shnirman, M.G. (1984) Characteristic dimensions of rock and hierarchical properties of seismicity. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth. Engl. Transl.* 20: 87-96.

- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez A. y Alonso, A. (2001): Peri-Tethyan platforms; constraints on dynamics of rifting and basin inversion. En: *PeryTethys Memoir: PeriTethyan Rift/Wrench basins and Passive margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.F.H. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.), *Mem. Mus. Nan. Hist. Natur. París*, 186: 145-185.
- Sandwell, D.T. y Smith, W.H.F. (1997): Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Jour. Geophys. Res., B*, 102: 10039-10054.
- Santalo, L. A. 1976. Integral geometry and geometric probability. Addison Wesley Publishing Co. Reading, Ma. 404 pp.
- Santanach, P. y Massana, E. (1999). Paleoseismicity in a low seismicity area: The case of the Spain. Proceedings of the 2nd EU-Japan workshop on seismic risk. 36-47.
- Santanach, P., Massana, E. y Villamarín, J.A. (1999). Proyecto Datación. Consejo de Seguridad Nuclear, ed., 159 p.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. y Roulet, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Schindler, A., Jurado, M.J. y Mueller, B. (1998): Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, 300: 63-77.
- Scholz, C.H. (1968) The frequency magnitude of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58: 399-416.
- Scott, B. y Price, S. (1988) Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics* 147: 165-170.
- Seidl, D., and Berckhemer, H. (1982). Determination of source moment and radiated seismic energy from broadband recordings. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 209-213.
- Seilacher, A. (1969): Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13. 155-159.
- Seismol. Soc. Am.* 54: 1875-1888.
- Shanon, C. E. (1948). A mathematical theory of communication. *The Bell System Technical Journal*. XXVII (3). 379-423 & 623-656.
- Silva, P. (1994): Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesis Doctoral, U.C.M.; 642 pp.
- Silva, P., Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Lario, J. y Sanz, E. (1997b). 3D soft-sediment deformation structures: evidence for quaternary seismicity in the Madrid Basin, Spain. *Terra Nova*. 9. 208-212.

- Silva, P., Goy, J. y Zazo, C. (1988). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Est. Geológicos*. 44. 415-427.
- Silva, P., Goy, J. y Zazo, C. (1989). Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid. España). *Cuaternario y Geomorfología*. 3.
- Silva, P., Goy, J., Zazo, C. Lario, J. y Bardají, T. (1997a). Paleoseismic indicators along "aseismic" fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain). *J. Geodinamics*. 24 (1-4), 105-115.
- Simón, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza. (Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.)
- Simpson, R.W., Jachens, R.C. y Blakely, R.J. (1983): AIRYROOT: A Fortran program for calculating the gravitational attraction of an Airy isostatic root out to 166.7 km. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 83-833, 66 p.
- Simpson, R.W., Jachens, R.C., Blakely, R.J. y Saltus, R.W. (1986): A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States With a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies. *Jour. Geophys. Res.*, 91 (B): 8348-8372.
- Smith, W. H.F. y Sandwell, D.T. (1997): Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.
- Smith, W.D. (1986) Evidence for Precursory Changes in the Frequency-magnitude b Value. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 86: 815-838.
- Socias, I., Mezcua, J., Lynam, J. y Del Potro, R. (1991): Interpretation of an aeromagnetic survey of the Spanish mainland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 105: 55-64.
- Sornette, A. y Sornette, D. (1989) Self-organized Criticality and Earthquakes. *Europhys. Lett.* 9: 197-202.
- Sornette, D. y Pisarenko, V. (2003) Fractal Plate Tectonics. *Geophys. Res. Lett.* 30(3): 1005- 1021.
- Sornette, D., Davy, P. y Sornette, A. (1990) Growth of fractal fault patterns. *Phys. Rev. Lett.* 65: 2266-2269.
- Sornette, D., Davy, P. y Sornette, A. (1990) Structuration of the Lithosphere in Plate Tectonics as a Self-Organized Critical Phenomenon. *J. Geophys. Res.* 95: 17,353-17,361. Springer-Verlag. New York. 212pp.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.

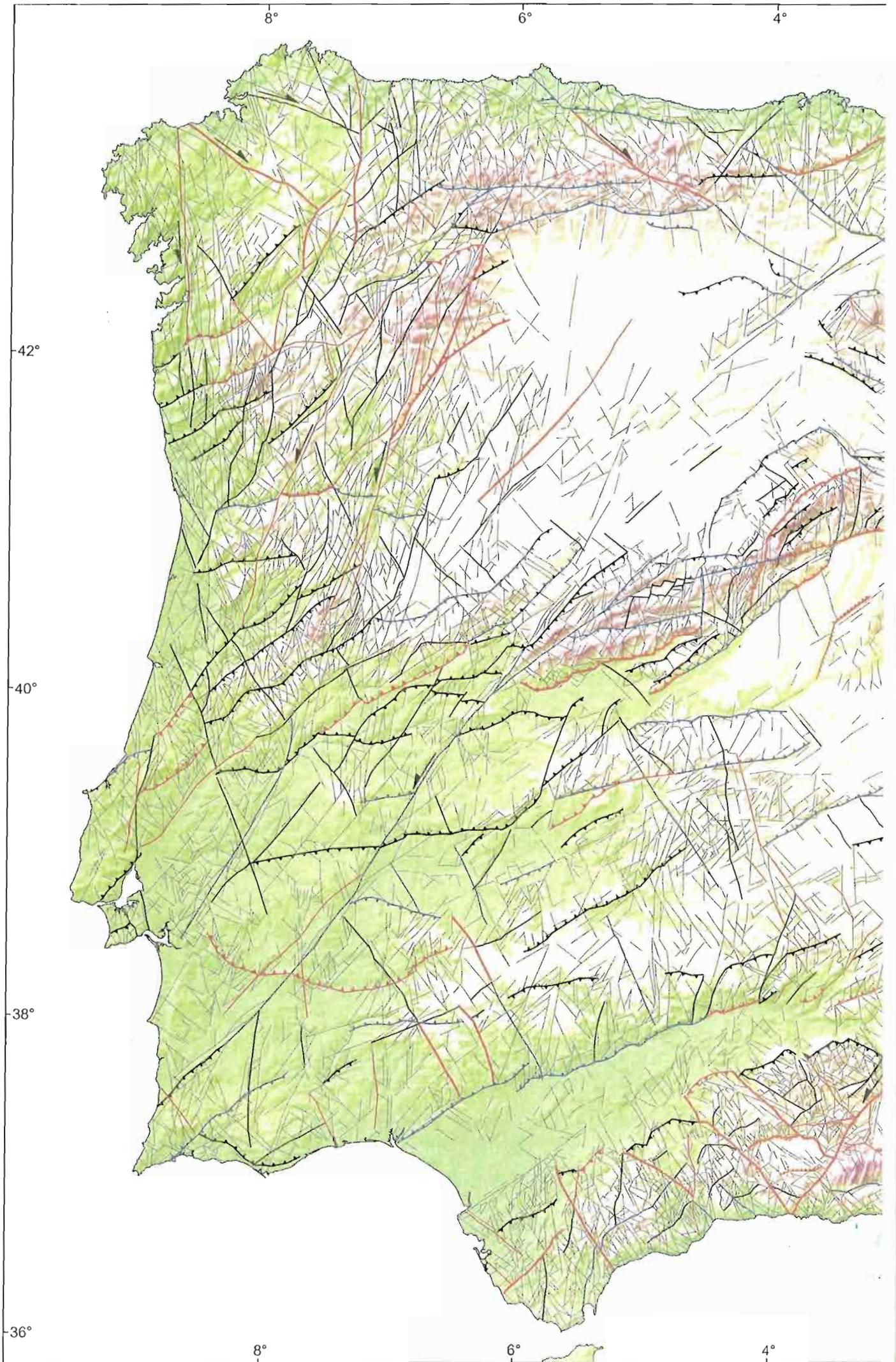
- Stakhovsky, I.R. (1996): Multifractal Analysis of Fault Structures in Basement Rocks. *Basement Tectonics*, 11. (O. Oncken y C. Janssen eds). Kluwer Academic Publisher. 101-110.
- Stapel, G. (1999): *The nature of isostasy in West Iberia. And its bearing on mesozoic and cenozoic regional tectonics*. Tesis Doctoral. Univ. Libre de Amsterdam. 148 p.
- Stich, D., Batllo, J., Morales, J., Macía, R. y Dineva, S. (2003): Source parameters of the M (sub w) = 6.1 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophys. Jour. Inter.*, 155: 539-546.
- Storti, F., Holdsworth, R.E. y Salvini, F (2003): Intraplate strike-slip deformation belts. En: Storti *et al.* (eds) *Intraplate strike-slip deformation belts*. Geol. Soc. London, Special Publ. 210, 1-14
- Stoyan, D.; Kendall, W. S.; Mecke, J. 1987. Stochastic geometry and its applications. John Wiley & Sons. Berlin. 345 pp.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Phys. Earth Planet. Int.*, 51: 226-234.
- Takayasu, H. (1986) Pattern formation of dendritic fractal in fracture and electric breakdown. In: *Fractals in Physics* (ed. Pietronero, L. y Tosatti, E.). North-Holland, Amsterdam. 181- 184 pp.
- Takayasu, T. (1990) *Fractals in the Physical Sciences*. Non-linear Science.
- Teixeira, C. y Gonçalves, F. (1980): *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica. Lisboa, 475 p.
- Teixell, A.; Arboleya, M.L; Julivert, M.; Charroud, M.(2003). Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22 (5), 1051.
- Tejero, R. y Ruiz, J. (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, 350: 49-62.
- Tejero, R., Petucha, M.A., Rivas, A. y Bergamin, J.F. (1996): Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, 20: 947-950
- Ter Voorde, M.; de Bruijne, C.H.; Cloetingh, S.A.P.L. y Andriessen P.A.M.(2004). Thermal consequences of thrust faulting: simultaneous versus successive fault activation and exhumation. *Earth and Planetary Science Letters* 223. 397-415 p.
- Termonia, Y. y Meakin, P. (1986) Formation of Fractal Cracks in Kinetic Fracture Model. *Nature* 320: 429-431.
- Thompson, D. T., ( 1982 ). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.
- Torné, M., Banda, E. y Fernández, M. (1996): The Valencia Trough: geological and geophysical constraints on basin formation model. En: *Peri-Tethys memoir 2: Structure and prospects of Alpine Basins and Forelands* (P.A. Ziegler y F. Horvath, Eds.), *Mem. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris*, 170: 103-128.

- Turcotte, D. L. (1986) A Fractal Model for Crustal Deformation. *Tectonophysics* 132: 361-369.
- Turcotte, D., and G. Schubert (1982) *Geodynamics, Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley, New York.
- Turcotte, D.L. (1992): *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, 208 p.
- Turcotte, D.L. (1997): *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics* (2nd Edition). Cambridge University Press, 397 p.
- Underwood, E. E. 1970. *Quantitative stereology*. Addison Wesley Publishing Co. Reading, Ma. 275 pp.
- Utsu, T. 1978. Estimation of parameter values in formulas for magnitude frequency relation of earthquake occurrence. *Zisin (J. Seism. Soc. Japan)*. 2(31). 367-382. (en japonés).
- Utsu, T. (1999). Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and some new approaches. *Pure appl. Geophys.* 155. 509-535.
- Utsu, T. y Seki, A. (1954) A relation between the area of aftershock region and the energy of main shock. *J. Seism. Soc. Japan* 7: 233-240.
- Van Wees, J. D., and S. Cloetingh, (1994). A finite-difference technique to incorporate spatial variations in rigidity and planar faults into 3-D models for lithospheric flexure, *Geophys. J. Int.*, 117, 179 – 195.
- Van Wees, J.D., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1995): The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling* (P.G. Buchanan y D.A. Nieuwland, Eds.). *Geol. Soc. (London)*, Sp. Publ., 99: 297-320.
- VanWees, J. D., S.Cloetingh, and G. deVicente (1996).The role of preexisting faults in basin evolution: Constraints from 2D finite element and 3D flexure models, In *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*, edited by P. G. Buchanan and D. A. Nieuwland, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 99,297 – 320.
- Vassiliou, M.S. and Kanamori, H. (1982). The energy release in earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 371-387.
- Vázquez, J.T., Vegas, R. (2000). Acomodación de la convergencia entre África y la Península Ibérica, Golfo de Cádiz y Mar de Alborán, a partir de del análisis de terremotos. *Geogaceta*, 27,171-174 pp.
- Vegas, R. y Rincón, P.J. (1996): Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógenocuaternario asociado en el antepaís Bético de la provincia de Ciudad Real (España Central). *Geogaceta*, 19: 31-34.
- Vegas, R., Banda, E (1982). Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*,2,4,320-343.

- Vegas, R., Jurado, M.T. y Kälin, O. (1996): Tectonic and geodynamic significance of paleomagnetic rotations in the Iberian Chain. *Geogaceta*, 19, 11-14.
- Vegas, R., Vázquez, J.T., Surinach, E., Marcos, A., 1990. Model of distributed deformation, block rotation and crustal thickening. *Tectonophysics*.
- Vélez, I. (2002) La entropía de información y su aplicación del análisis sistémico de la Península Ibérica. Proyecto de Fin de carrera. E.T.S.I.M. Universidad Politécnica de Madrid. 172 p.
- Vening Meinesz, F.A. (1939): Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale. *Bull. Geod.*, 63: 711-776.
- Vera, J.A. (editor) (2004). Cordillera Bética y Baleares. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME.465-527
- Vere-Jones, D. (1976) A branching model for crack propagation. *Pure App. Geophys.* 114: 711- 725.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cires, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins, pre-, syn- and postcollisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Petrol. Geol.*, 12: 903-915.
- Vidal Romaní, J.R. (1989): Geomorfología granítica en Galicia (NW España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 13: 89-163.
- Villamarín, J.A., Massana, E., Calderón, T., Juliá, R. y Santanach, P. (1999). Abanicos aluviales cuaternarios del Baix Camp (Provincia de Tarragona): resultados de dataciones radiométricas. *Geogaceta*. 25. 211-214.
- Villamarín, J.A., Massana, E., Sánchez Cabañero, J., Plaza, J. y Santanach, P. (2000). Comportamiento sismogénico de una falla sin sismicidad histórica: la Falla de El Camp (noroeste de la Península Ibérica). *Geotemas*. 1(4). 365-369.
- Villamor, P., Capote, R., Tsige, M., 1996. Actividad neotectónica de la Falla de Alentejo-Plasencia en Extremadura (Macizo Hespérico). *Geogaceta* 20 (4), 925– 928.
- Visser, C. A.; Chessa, A. G. (2000). A new method for estimating lengths for partially exposed features. *Mathematical Geology*. 32. 109-126.
- Wadati, K. (1928) Shallow and deep earthquakes. *Geophys. Mag.* 1: 161-202.
- Wagner, G.A. y Storzer, D. (1970). Die interpretation von spaltspurenaltern (fission tracks ages) am Beispiel von natürlichen Galsern. Apatiten und Zirkonen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 63, 335-344.
- Wagner, G.A. y Storzer, D. (1971). Fission track shortening as an indicator of the thermal history of apatites. In: European colloquium of geochronology, 136, 94. Lieja, Societe Geologique de Belgique, Universite de Liege, Belgium.

- Walsh, J.J. y Watterson, J. (1993) Fractal analysis of fracture patterns using the standard boxcounting technique: valid and invalid methodologies. *J. Struct. Geol.* 15: 1509-1512.
- Walsh, J.J. y Watterson, J. (1988): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geology*, 10, 329-347.
- Wessel P (2004): GMT - The Generic Mapping Tools. [www.cs.ou.edu/dli-bug/ups/rdf/xxx/chao-dyn/9701025.rdf](http://www.cs.ou.edu/dli-bug/ups/rdf/xxx/chao-dyn/9701025.rdf)
- Xu, Y. y Burton, P.W. (1999): Spatial Fractal Evolutions and Hierarchies for Microearthquakes in Central Greece. *Pure & Appl. Geophysics*, 154: 73-99.
- Zazo, C., Bardaji, T; Dabrio, C J; Goy, J L; Hillaire-Marcel, C (1999). Record of late Pliocene and Quaternary sea-level changes in coastal settings, Southeast Spain. ITGE, Madrid, España.
- Zeyen, H. y Fernández, M. (1994). Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity and local isostasy analysis: applications to the NE Spanish geotranssect. *J. Geophys. Res.* 99:18089-18102.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir, 43: 1-198.
- Ziegler, P.A., Van Wees, J.D. y Cloetingh, S. (1998): Mechanical controls on collision related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, 300: 103-129.
- Zoback, M.L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97, 11.703-11.728.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J. Assumpcao, M. Bell, S. Bergman, E.A., Bluemling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Mueller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udías, A., Xu, Z.H. y Zhizin, M. (1989): Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341: 291-298.
- Zoller, G., Engbert, R., Hainzl, S. y Kurths, J. (1997) Characteristic Spatial Scales in Earthquake Data, American Geophysical Union. e-publications.







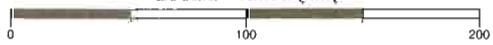


### Mapa de Fallas de Primer y Segundo Orden de la Península Ibérica



<p><b>Fallas de Primer Orden</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Desgarres</li> <li> Fallas Inversas</li> <li> Fallas Normales</li> <li> Fallas de Segundo Orden</li> </ul>	<p>Fallas deducidas a partir de criterios:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Topográficos y Geológicos</li> <li> Geofísicos</li> <li> Topográficos, Geológicos y Geofísicos</li> <li> Topográficos, Geológicos y Geofísicos con actividad Plio-Cuaternaria</li> </ul>
---	---

**Escala Gráfica (km)**



**Topografía (m)**



Proyección Mercator, WGS-84. Escala 1:2.000.000. Laboratorio de Tectonofísica Aplicada. Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid.

