Julian Garcia Mayordomo
Firmado digitalmente por Julian Garcia Mayordomo
Nombre de reconocimiento (DN): CN = Julian Garcia Mayordomo, C = ES, O = Fac. de CC. Geologicas, OU = UCM
Motivo: Soy el autor de este documento
Fecha: 2005.06.16 16:14:06 +02'00'

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID



CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA EN EL SURESTE DE ESPAÑA

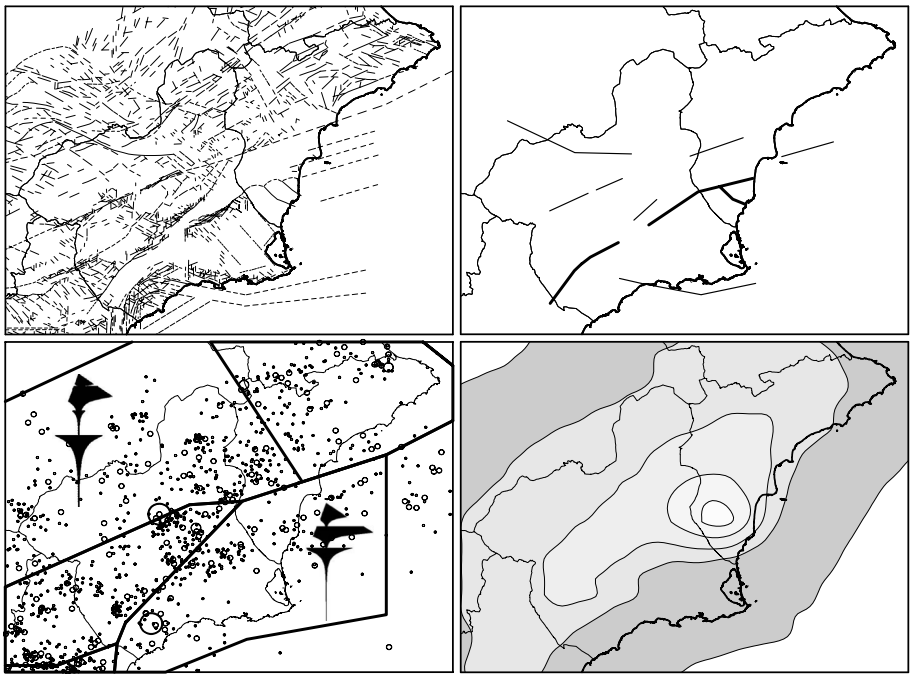
Julián García Mayordomo

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

TESIS DOCTORAL

Abril 2005

Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España



Trabajo de investigación presentado para optar al grado de doctor:

Julián García Mayordomo

Directores de Tesis:

Dr. Rafael Blázquez Martínez

Dr. José Jesús Martínez Díaz

A mis padres y a Nicola

Quien no haya experimentado la irresistible atracción de la ciencia no podrá comprender su tiranía; en otros terrenos es posible avanzar hasta donde lo hicieron quienes nos precedieron y, una vez llegados a este punto, no queda ya nada que aprender; en la investigación científica, por el contrario, siempre existe materia para nuevos descubrimientos y maravillas.

MARY SHELLEY , Frankenstein

AGRADECIMIENTOS

La primera persona que se interesó en dirigirme un trabajo de investigación fue el profesor Hernández Enrile. Corría entonces el año 1996 cuando me incorporé al departamento en vistas a realizar la tesina a la par que la prestación social. Durante aquel tiempo me localizaba en la sala 23 y tuve la suerte de contagiarme del entusiasmo por la investigación que se mascaba en el departamento, sobretodo a la hora de comer, en eternas discusiones con Jorge, Alfonso, Josechu, Pilar, Meaza, Miguel, Geles, Silvia, Carmen, Raúl, Loreto, Nieves, David, Fernando,… Tras un par de fracasos pidiendo becas y algún malentendido, decidí centrar mis esfuerzos en la realización del Master de Ingeniería Geológica y prepararme para desarrollar una carrera profesional en la empresa privada. Por el contrario, el master supuso un fuerte impulso en mi vocación investigadora al premiar mi trabajo de fin curso y darme la oportunidad de conocer al que sería mi director de tesis: Rafael Blázquez, a quién le debo la confianza que depositó en mí en aquellos días, sin apenas conocerme de nada. Pronto comenzamos a trabajar en el campo de la peligrosidad sísmica y se empezó a gestar el trabajo de investigación que hoy constituye una realidad consumada. Sin embargo, el primer título con el que inscribí la tesis en 1998 fue: Análisis de estabilidad de taludes por métodos probabilísticos. Fermín Villarroya, mi tutor en la complutense, encontró muy prometedor el tema. Durante los cuatro años que disfrute una beca FPI de la Comunidad de Madrid me localicé en el Laboratorio de Geotecnia de la escuela de Ingenieros de Caminos. De aquellos años recuerdo con cariño a Mateo, Pachi, Miguel, Valentín, José María, Maricarmen, Amparo, Loreto, Conchita, Antonio Arcos, Emilio G. Abril, Silmara,… así como a los colegas geólogos que nunca faltábamos a nuestra cita diaria en el glorioso restaurante "TeleCo", con copa incluida en la sobremesa, Juanmi, Fidel, Josechu,…

Durante esos buenos cuatro años realicé tres estancias de investigación en centros extranjeros. El primer lugar que visité fue el GNS de Nueva Zelanda, donde viví mi primera experiencia directa en el campo de la paleosismicidad y en la aplicación de datos geológicos al cálculo de la peligrosidad sísmica. Recuerdo un ambiente de trabajo excelente y muy profesional. Lo que más me impresionó fue constatar que realmente existía una profesión de investigador. De aquellos días les debo a Pilar Villamor, Kelvin Berryman y Mark Stirling el cariño con el que me acogieron y su generosidad transmitiendo sus conocimientos. En mi segundo año estuve en el Departamento de Ingeniería Civil del Imperial College (Londres) donde nuevamente tuve la ocasión de vivir una experiencia investigadora, pero esta vez del lado ingenieril de la peligrosidad sísmica. Agradezco al profesor Julian Bommer la hospitalidad y tutela científica que me brindó nada más llegar, y a John Douglas las interesantes discusiones y correspondencia científica mantenida, sin las que los resultados de esta tesis no hubieran podido presentarse finalmente en los términos en los que se hace. El tercer año viajé al Center for Neotectonic Studies de la Universidad de Nevada en Reno (EEUU). Durante esta estancia seguí como un alumno más el curso de doctorado de cartografía neotectónica que impartía Steven Wesnousky. Le agradezco a él, y a sus doctorandos Richard y Senthil, su hospitalidad y las animadas discusiones científicas mantenidas. Fue a la vuelta de este viaje cuando realmente tenía una idea clara de la investigación que podía y quería desarrollar en mi tesis. En ese año se incorporó como co-director de tesis José Jesús Martínez Díaz. Sin sus conocimientos de tectónica activa y sismotectónica esta tesis no hubiera podido realizarse. Sin embargo, el último año de beca llegó y me pilló con el cartel de "En Obras". Afortunadamente, me surgió al mismo tiempo la oportunidad de trabajar por 9 meses en el Dipartimento di Ingegneria Strutturale del Politecnico di Milano (Italia). Durante esta estancia volví a centrarme de nuevo en los aspectos más ingenieriles del análisis de la peligrosidad sísmica. Agradezco sinceramente a los profesores Ezio Faccioli y Roberto Paolucci la confianza depositada en mí desde el primer día, así como su constante apoyo en todas las tareas que llevé a cabo durante ese tiempo. También agradezco a Marco Stupazini, Vera Pesina, Luisa, Daniela,… su hospitalidad y discusiones científicas mantenidas.

Esta tesis empezó a escribirse definitivamente en Septiembre de 2003. Estos dos últimos años han sido los más duros de mi vida. No puedo dejar de agradecer sinceramente a mi familia, mujer y amigos su apoyo incondicional y, sobretodo, su confianza en que finalmente llegaría este momento. Thank you so much also to my English family for their encouragement and support. Gracias muy especiales van para los viejos amigos de la facultad: David, Juanmi, Begoña, María, Sonia, Natalia, Javi, Rosana, Mario, Quique, Mirian,… y para los amigos de toda la vida: Álvaro, Kaesar, Rafa, Felipe, Pipo, Bernansas, Concha, Alex, Sarah, Chema, Moss,… Un fuerte abrazo va para mis dos compañeros de despacho, José Antonio y Javier, y para todos aquellos que se encuentran luchando actualmente con sus tesis doctorales, Fidel, Bea, Cristina, María, Juanmi, Pilar, Antonio, Marta, Juan, Ignacio, Carolina,... ¡SUERTE!

Madrid, 10 de Abril de 2005

El autor de la presente tesis doctoral fue beneficiario de una beca de Formación de Personal Investigador de la Comunidad de Madrid durante los cursos 1998/1999 al 2001/ 2002.

Índice resumido

1. Introducción 9

1.1. Introducción 9
1.2. Elementos del análisis de la peligrosidad sísmica 10
1.3. Antecedentes en la estimación de la peligrosidad sísmica en el SE de España 35
1.4. Marco sismotectónico y geológico del sureste de España 42
1.5. Objetivos y Metodología 50
1.6. Bibliografía 56

2. Análisis de la Base de Datos Sísmicos 65

2.1. Consideraciones iniciales 65
2.2. Análisis de la Base de Datos Sísmicos por periodos temporales 69
2.3. Conclusiones 83
2.4. Bibliografía 84

3. Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie 87

3.1. Introducción y Objetivos 87
3.2. Metodología 87
3.3. Zonación Morfoestructural de la zona de trabajo 96
3.4. Zona ME del Dominio Valenciano 97
3.5. Zona ME del Prebético de Alicante 102
3.6. Zona ME del Arco de Alcaraz 107
3.7. Zona ME del Arco de Cazorla 112
3.8. Zona ME Central Bética 118
3.9. Zona ME del Prebético de Murcia 135
3.10. Zona ME del Prebético de Alicante 147
3.11. Zona ME de Cartagena 161
3.12. Zona ME de Sierra Filabres 179
3.13. Zona ME de Almería 191
3.14. Resultados 205
3.15. Discusión 219
3.16. Conclusiones 224
3.17. Bibliografía 226

4. Análisis Geológico y Sismotectónico Profundo 239

4.1. Introducción y Objetivos 239
4.2. Metodología 239
4.3. Estructura de la corteza en el SE de España 251
4.4. Definición de bloques corticales 257
4.5. Bloques Prebético y Valenciano 259
4.6. Bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería 274
4.7. Bloque de Cartagena 290
4.8. Resultados y Discusión 300
4.9. Conclusiones 309
4.10. Bibliografía 313

5. Análisis de la Peligrosidad Sísmica 321

5.1. Introducción y Objetivos 321
5.2. Metodología 321
5.3. Definición de fuentes sismogenéticas en el SE de España 322
5.4. Cálculo de la peligrosidad 335
5.5. Resultados 341
5.6. Discusión 349
5.7. Conclusiones 364
5.8. Bibliografía 364

6. Resumen, Conclusiones Finales y Recomendaciones 367

6.1. Resumen del trabajo de investigación 367
6.2. Conclusiones finales 370
6.3. Recomendaciones para futuras reevaluaciones de la peligrosidad 371

Índice extendido

1. Introducción 9

1.1. Introducción 9
1.1.1. Contexto y definición de peligrosidad sísmica 9
1.1.2. Interés del estudio de la peligrosidad sísmica en el SE de España 10
1.2. Elementos del análisis de la peligrosidad sísmica 10
1.2.1. El objetivo de los análisis de la peligrosidad sísmica 10
1.2.2. Métodos de cálculo 11
1.2.3. Definición de fuentes sismogenéticas 13
1.2.3.1. Identificación de fuentes sismogenéticas 13
1.2.3.2. Modelización geométrica de fuentes sismogenéticas 15
1.2.4. Caracterización sísmica de fuentes sismogenéticas 16
1.2.4.1. Parámetros de la ocurrencia de terremotos 17
1.2.4.2. El límite superior de la distribución de la magnitud 18
1.2.4.3. Incorporación de datos geológicos 19
1.2.4.4. Estimación de la magnitud máxima 20
1.2.4.5. Estimación de la recurrencia de la magnitud máxima 21
1.2.4.6. Modelización probabilista de la ocurrencia de la magnitud máxima 24
1.2.5. Función de atenuación del movimiento del suelo 26
1.2.5.1. Elección de la función de atenuación 28
1.2.6. Tratamiento e incorporación de las incertidumbres al cálculo 29
1.2.7. Expresión de los resultados 32
1.3. Antecedentes en la estimación de la peligrosidad sísmica en el SE de España 35
1.3.1. Definición de fuentes sismogenéticas 35
1.3.2. Cálculo de la peligrosidad sísmica 39
1.4. Marco sismotectónico y geológico del sureste de España 42
1.4.1. Marco geográfico de la zona de trabajo 42
1.4.2. Marco sismotectónico regional 43
1.4.3. Marco geológico regional 46
1.4.4. Evolución geodinámica del Orógeno Bético 47
1.5. Objetivos y Metodología 50
1.5.1. Planteamiento de la problemática y objetivos 50
1.5.2. Objetivos 52
1.5.3. Metodología 52
1.5.3.1. Parte primera: Elementos para la definición de fuentes sismogenéticas 52
1.5.3.2. Parte segunda: Cálculo de la Peligrosidad Sísmica 54
1.5.4. Organización de la Tesis 55
1.6. Bibliografía 56

2. Análisis de la Base de Datos Sísmicos 65

2.1. Consideraciones iniciales 65
2.1.1. Área de recopilación: Zona de trabajo 65
2.1.2. Elección de la fuente de información de datos sísmicos 65
2.1.3. Incorporación de terremotos históricos al Catálogo del IGN 66
2.1.4. Características generales de la base de datos sísmicos 67
2.1.5. Subdivisión del catalogo en periodos temporales homogéneos 68
2.2. Análisis de la Base de Datos Sísmicos por periodos temporales 69
2.2.1. Periodo Histórico: 237 a.c. – 1919 69
2.2.2. Periodo Instrumental Precario: 1920-1959 73
2.2.3. Periodo Instrumental Antiguo: 1960-1984 76
2.2.4. Periodo Instrumental Moderno: 1985 en adelante 79
2.3. Conclusiones 83
2.3.1. Aplicaciones al Análisis Sismotectónico 83
2.3.2. Aplicaciones en la estimación de parámetros sísmicos 84
2.4. Bibliografía 84

3. Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie 87

3.1. Introducción y Objetivos 87
3.2. Metodología 87
3.2.1. Zonación Morfoestructural 89
3.2.2. Análisis Geológico de Superficie: Morfotectónica y Actividad Reciente 89
3.2.3. Análisis Sismotectónico de Superficie 91
3.2.4. Estimación de la magnitud máxima posible 92
3.2.5. Estimación del periodo medio de recurrencia 93
3.2.6. Regionalización de la magnitud máxima 95
3.2.7. Caracterización sísmica de grandes fallas 95
3.3. Zonación Morfoestructural de la zona de trabajo 96
3.4. Zona ME del Dominio Valenciano 97
3.4.1. Marco geológico y fisiográfico 97
3.4.2. Sistemas de fallas NW-SE y NE-SW del interior y NW-SE del borde oriental. 99
3.4.3. Borde Septentrional: Graben del Júcar y prolongación oriental 99
3.4.4. Borde Occidental: Fosa de Ayora-Almansa 100
3.4.5. Análisis sismotectónico de superficie 100
3.4.6. Resumen y resultados 102
3.5. Zona ME del Prebético de Albacete 102
3.5.1. Marco geológico y fisiográfico 102
3.5.2. Sistemas de fallas del interior 104
3.5.3. Borde septentrional: Depresión de Albacete y Macizo tabular de "Monte Aragón" 104
3.5.4. Borde occidental: Falla de Pozohondo-Tobarra 105
3.5.5. Análisis sismotectónico de superficie 105
3.5.6. Resumen y resultados 105
3.6. Zona ME del Arco de Alcaraz 107
3.6.1. Marco geológico y fisiográfico 107
3.6.2. Sistemas de fallas del interior 107
3.6.3. Borde Septentrional: Arco de Alcaraz 109
3.6.4. Borde Occidental: Zona de Falla de Socovos-Calasparra 109
3.6.5. Análisis sismotectónico de superficie 110
3.6.6. Resumen y resultados 110
3.6.6.1. Sistemas de fallas ENE-WSW a NE-SW y NW-SE 110
3.6.6.2. Falla de Socovos-Calasparra 112
3.7. Zona ME del Arco de Cazorla 112
3.7.1. Marco geológico y fisiográfico 112
3.7.2. Sistemas de fallas del interior 114
3.7.3. Borde septentrional: Arco de Alcaraz 115
3.7.4. Borde occidental: Falla de Tíscar 115
3.7.5. Análisis sismotectónico de superficie 115
3.7.6. Resumen y resultados 117
3.8. Zona ME Central Bética 118
3.8.1. Marco geológico y fisiográfico 118
3.8.2. Sistemas de fallas del interior y Falla Norbética 120
3.8.3. Borde norte: Falla de Crevillente (Sector Murcia) 121
3.8.4. Borde Occidental: Sistema de fallas NW-SE 122
3.8.5. Borde sur: Falla de Alhama de Murcia 122
3.8.5.1. Segmento Puerto Lumbreras-Lorca 123
3.8.5.2. Segmento Lorca-Totana 123
3.8.5.3. Segmento Totana – Alhama 126
3.8.5.4. Segmento Alhama – Alcantarilla 126
3.8.6. Análisis sismotectónico de superficie 126
3.8.6.1. Sismicidad del interior de la zona 128
3.8.6.2. Sismicidad del borde norte: Falla de Crevillente (Sector Murcia) 129
3.8.6.3. Sismicidad del borde occidental 129
3.8.6.4. Sismicidad de la Falla de Alhama de Murcia 130
3.8.7. Resumen y resultados 131
3.8.7.1. Sistemas de fallas del interior de la zona y borde occidental 131
3.8.7.2. Falla de Crevillente (Sector Murcia) 132
3.8.7.3. Falla de Alhama de Murcia 132

3.9. Zona ME del Prebético de Murcia 135
3.9.1. Marco geológico y fisiográfico 135
3.9.2. Sistemas de fallas del interior 137
3.9.3. Borde Norte: Falla de Jumilla (Sector Murcia) 138
3.9.4. Borde Oeste: Sistema de fallas NW-SE del Medio Segura 139
3.9.5. Borde Sur: Falla de Crevillente (Sector Alicante) 139
3.9.6. Análisis sismotectónico de superficie 141
3.9.6.1. Sismicidad del interior de la zona 141
3.9.6.2. Sismicidad del borde norte: Falla de Jumilla (Sector Murcia) 143
3.9.6.3. Sismicidad del borde oeste: Cuenca media del Segura 143
3.9.6.4. Sismicidad del borde norte: Falla de Crevillente (Sector Alicante) 144
3.9.7. Resumen y resultados 145
3.9.7.1. Sistemas de fallas del interior 145
3.9.7.2. Falla de Jumilla (Sector Murcia) 145
3.9.7.3. Sistema de fallas NW-SE de la Cuenca media del Segura 146
3.9.7.4. Falla de Crevillente (Sector Alicante) 146
3.10. Zona ME del Prebético de Alicante 147
3.10.1. Marco geológico y fisiográfico 147
3.10.2. Sistemas de fallas del interior 150
3.10.3. Borde norte: Falla de Jumilla (Sector Valencia) 151
3.10.4. Borde oeste: Depresión del Vinalopó 152
3.10.5. Borde meridional: Falla de Crevillente (Traza submarina) 153
3.10.6. Borde oriental: Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE 153
3.10.7. Análisis sismotectónico de superficie 154
3.10.7.1. Sismicidad del interior de la zona 154
3.10.7.2. Sismicidad del borde norte: Falla de Jumilla (Sector Valencia) 156
3.10.7.3. Sismicidad del borde oeste: Depresión del Vinalopó 156
3.10.7.4. Sismicidad del borde sur: Falla de Crevillente (prolong. submarina) 157
3.10.7.5. Sismicidad del borde este: Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE 158
3.10.8. Resumen y resultados 159
3.10.8.1. Sistemas de fallas ENE-WSW y NW-SE del interior 159
3.10.8.2. Falla de Jumilla (Sector Valencia) 159
3.10.8.3. Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE de la Depresión del Vinalopó 160
3.10.8.4. Falla de Crevillente (prolongación submarina) 160
3.10.8.5. Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE del borde oriental 160
3.11. Zona ME de Cartagena 161
3.11.1. Marco geológico y fisiográfico 161
3.11.2. Sistemas de fallas del interior 163
3.11.3. Borde norte: Anticlinorio del Bajo Segura 165
3.11.4. Borde noroeste: Falla de Carrascoy 168
3.11.5. Borde oeste: Falla de Palomares (Terminación norte) 169
3.11.6. Bordes costeros oriental y meridional (Falla de Las Moreras) 169
3.11.7. Análisis sismotectónico de superficie 170
3.11.7.1. Sismicidad del interior de la zona 172
3.11.7.2. Sismicidad del Anticlinorio del Bajo Segura 173
3.11.7.3. Sismicidad de la Zona de Falla de Carrascoy 174
3.11.7.4. Sismicidad de la Falla de Palomares (Terminación norte) 174
3.11.7.5. Sismicidad de los Bordes Costeros 174
3.11.8. Resumen y resultados 175
3.11.8.1. Sistemas de fallas del interior 175
3.11.8.2. Anticlinorio del Bajo Segura 175
3.11.8.3. Falla de Carrascoy 178
3.11.8.4. Falla de Las Moreras y Escarpe de Mazarrón 178
3.11.8.5. Falla de Palomares (Terminación norte) 179
3.12. Zona ME de Sierra Filabres 179
3.12.1. Marco geológico y fisiográfico 179
3.12.2. Sistemas de fallas del interior 181
3.12.3. Borde norte: Accidente del Almanzora y terminación sur de la F. de Alhama de Murcia 181
3.12.4. Borde oeste: Sistema de fallas NW-SE de la Sierra de Baza 182
3.12.5. Borde este: Zona de Falla de Palomares continental y submarina 182
3.12.6. Análisis sismotectónico de superficie 184
3.12.6.1. Sismicidad del interior de la zona 186
3.12.6.2. Sismicidad del borde norte 186

3.12.6.3. Sismicidad del borde oeste 188
3.12.6.4. Sismicidad del borde este: Zona de Falla de Palomares 189
3.12.7. Resumen y resultados 189
3.12.7.1. Sistemas de fallas NW-SE, N-S y NE-SW 189
3.12.7.2. Accidente del Almanzora y terminación meridional de la Falla de Alhama de Murcia 190
3.12.7.3. Falla de Palomares 190
3.13. Zona ME de Almería 191
3.13.1. Marco geológico y fisiográfico 191
3.13.2. Sistemas de fallas del interior y Falla de Alhamilla 193
3.13.3. Borde norte: Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) 194
3.13.4. Borde oeste: Sistema de fallas NW-SE 195
3.13.5. Borde sur: Falla de Carboneras y plataforma continental 195
3.13.6. Análisis sismotectónico de superficie 197
3.13.6.1. Sismicidad del interior de la zona y Falla de Alhamilla 197
3.13.6.2. Sismicidad del Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) 199
3.13.6.3. Sismicidad del borde oeste 200
3.13.6.4. Sismicidad de la Falla de Carboneras y borde sur 201
3.13.7. Resumen y resultados 202
3.13.7.1. Sistemas de fallas NW-SE, N-S y NE-SW del interior y borde oeste 202
3.13.7.2. Falla de Alhamilla 202
3.13.7.3. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) 203
3.13.7.4. Falla de Carboneras 204
3.14. Resultados 205
3.14.1. Sistemas de fallas del SE de España 215
3.14.2. Grandes fallas del SE de España 216
3.15. Discusión 219
3.15.1. Sistemas de fallas del SE de España 219
3.15.2. Grandes fallas del SE de España 221
3.16. Conclusiones 224
3.17. Bibliografía 226

4. Análisis Geológico y Sismotectónico Profundo 239

4.1. Introducción y Objetivos 239
4.2. Metodología 239
4.2.1. Definición de Bloques Corticales 241
4.2.2. Construcción y análisis de la geoterma 241
4.2.3. Construcción y análisis del perfil de resistencia de la corteza 242
4.2.4. Análisis Geológico Profundo 245
4.2.5. Análisis Sismotectónico Profundo 245
4.2.5.1. Estudio de la distribución en profundidad de la sismicidad 245
4.2.5.2. Distribución espacial de los focos: Rangos de estudio 246
4.2.6. Estimación de la profundidad máxima de rotura frágil 246
4.2.6.1. Fracturación interna 247
4.2.6.2. Grandes fallas 247
4.2.7. Estimación del área de ruptura y la magnitud de terremotos máximos 248
4.2.8. Estudio de la relación entre la resistencia y gradiente geotérmico de la corteza superior y la ocurrencia de sismicidad 250
4.3. Estructura de la corteza en el sureste de España 251
4.3.1. Antecedentes 251
4.3.2. Dominio Cortical Ibérico 251
4.3.3. Dominio Cortical Bético 255
4.4. Definición de bloques corticales 257
4.5. Bloques Prebético y Valenciano 259
4.5.1. Estructura y composición de la corteza 259
4.5.2. Estructura térmica y geoterma 261
4.5.3. Análisis del perfil de resistencia de la corteza 262
4.5.4. Análisis geológico profundo 264
4.5.4.1. Marco tectónico 264
4.5.4.2. Fracturación interna 264
4.5.4.3. Falla de Socovos-Calasparra 264
4.5.4.4. Falla de Jumilla (Sectores Murcia y Valencia) 265
4.5.4.5. Accidente del Vinalopó-Almansa 265

4.5.4.6. Falla de Crevillente (Sector Alicante y prolongación submarina) 265
4.5.5. Análisis sismotectónico profundo 266
4.5.5.1. Distribución de la sismicidad con la profundidad 266
4.5.5.2. Distribución espacial: elección de rangos de profundidad y muestra 267
4.5.5.3. Distribución por el interior del Bloque Valenciano 267
4.5.5.4. Distribución por el interior del Bloque Prebético 269
4.5.5.5. Falla de Socovos-Calasparra 271
4.5.5.6. Falla de Jumilla (Sectores Murcia y Valencia) 271
4.5.5.7. Accidente del Vinalopó-Almansa 272
4.5.5.8. Falla de Crevillente (Sector Alicante y prolongación submarina) 272
4.5.6. Resumen y resultados 272
4.5.6.1. Interior de los bloques 272
4.5.6.2. Falla de Socovos-Calasparra 273
4.5.6.3. Falla de Jumilla (Sector Valencia) 273
4.5.6.4. Accidente del Vinalopó-Almansa 273
4.5.6.5. Falla de Crevillente (Sector Alicante y prolongación submarina) 273
4.6. Bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería 274
4.6.1. Estructura y composición de la corteza 274
4.6.2. Estructura térmica y geoterma 275
4.6.3. Análisis del perfil de resistencia de la corteza 277
4.6.4. Análisis geológico profundo 279
4.6.4.1. Marco tectónico 279
4.6.4.2. Fracturación interna 279
4.6.4.3. Falla de Crevillente (Sector Murcia) 279
4.6.4.4. Accidente del Almanzora 280
4.6.4.5. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) 280
4.6.4.6. Falla de Carboneras 280
4.6.5. Análisis sismotectónico profundo 281
4.6.5.1. Distribución de la sismicidad con la profundidad 281
4.6.5.2. Distribución espacial: elección de rangos de profundidad y muestra 283
4.6.5.3. Distribución por el interior del Bloque Central Bético 283
4.6.5.4. Distribución por el interior de los bloques de Sierra Filabres y Almería 285
4.6.5.5. Falla de Crevillente (Sector Murcia) 287
4.6.5.6. Accidente del Almanzora 287
4.6.5.7. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) 287
4.6.5.8. Falla de Carboneras 288
4.6.6. Resumen y resultados 288
4.6.6.1. Interior del Bloque 288
4.6.6.2. Falla de Crevillente (Sector Murcia) 289
4.6.6.3. Accidente del Almanzora 289
4.6.6.4. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) 289
4.6.6.5. Falla de Carboneras 290
4.7. Bloque de Cartagena 290
4.7.1. Estructura y composición de la corteza 290
4.7.2. Estructura térmica y geoterma 291
4.7.3. Análisis del perfil de resistencia de la corteza 292
4.7.4. Análisis geológico profundo 293
4.7.4.1. Marco tectónico 293
4.7.4.2. Fracturación interna 294
4.7.4.3. Accidentes de Palomares y Mazarrón 294
4.7.4.4. Fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy 294
4.7.4.5. Anticlinorio del Bajo Segura: fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas 295
4.7.5. Análisis sismotectónico profundo 295
4.7.5.1. Distribución de la sismicidad con la profundidad 295
4.7.5.2. Distribución espacial: elección de rangos de profundidad y muestra 296
4.7.5.3. Distribución por el interior del Bloque de Cartagena 296
4.7.5.4. Accidente de Palomares 297
4.7.5.5. Accidente de Mazarrón 298
4.7.5.6. Falla de Alhama de Murcia 298
4.7.5.7. Falla de Carrascoy 298
4.7.5.8. Anticlinorio del Bajo Segura: fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas 298
4.7.6. Resumen y resultados 299
4.7.6.1. Interior del Bloque 299
4.7.6.2. Accidentes de Palomares y Mazarrón 299
4.7.6.3. Fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy 299
4.7.6.4. Fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas 300

4.8. Resultados y Discusión 300
4.8.1. Relaciones entre la resistencia y gradiente geotérmico de la corteza superior y las características de la sismicidad 300
4.8.2. Fracturación Interna 303
4.8.3. Grandes fallas 305
4.9. Conclusiones 309
4.9.1. Modelos de distribución de la deformación 309
4.9.2. Definición preliminar de zonas sismogenéticas 311
4.9.3. Validación de la magnitud máxima (LRS) y de los periodos de recurrencia en las grandes fallas de actividad "Muy Alta" 312
4.10. Bibliografía 313

5. Análisis de la Peligrosidad Sísmica 321

5.1. Introducción y Objetivos 321
5.2. Metodología 321
5.3. Definición de fuentes sismogenéticas en el SE de España 322
5.3.1. Modelo sismogenético general del SE de España: Zonas y Grandes Fallas 322
5.3.2. Definición de zonas sismogenéticas 322
5.3.2.1. Geometría de las zonas sismogenéticas 325
5.3.2.2. Relaciones frecuencia-magnitud 326
5.3.2.3. Magnitud máxima 328
5.3.2.4. Parámetros sísmicos de cálculo 329
5.3.3. Selección de Grandes Fallas 330
5.3.3.1. Modelos de ocurrencia de grandes eventos 331
5.3.3.2. Modelización geométrica de las fallas seleccionadas 332
5.3.3.3. Parámetros sísmicos de cálculo 334
5.4. Cálculo de la peligrosidad 335
5.4.1. Función de atenuación del movimiento fuerte del suelo 335
5.4.2. Modelos sismogenéticos a considerar en el cálculo 340
5.4.3. Expresión de los resultados 340
5.5. Resultados 341
5.5.1. Mapas de peligrosidad sísmica de cada modelo sismogenético 341
5.5.2. Elección de la mejor estimación 347
5.6. Discusión 349
5.6.1. Sobre la relación entre zonas sismogenéticas y bloques corticales 349
5.6.2. Comparación de los resultados de peligrosidad con otros trabajos 350
5.6.3. Comparación con los mapas de Martín (1983) 350
5.6.4. Comparación con los mapas de Peláez Montilla y López Casado (2002) 351
5.6.5. Comparación con la norma sísmica española 354
5.6.5.1. Comparación con el mapa 354
5.6.5.2. Comparación con curvas de peligrosidad de algunas localidades 356
5.6.5.3. Comparación con los espectros de respuesta de algunas localidades 356
5.7. Conclusiones 364
5.8. Bibliografía 364

6. Resumen, Conclusiones Finales y Recomendaciones 367

6.1. Resumen del trabajo de investigación 367
6.2. Conclusiones finales 370
6.3. Recomendaciones para futuras reevaluaciones de la peligrosidad 371
6.3.1. Aumentar y mejorar el cuerpo de observaciones 371
6.3.2. Incorporación de nuevas metodologías 372

1. INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

1.1.1. Contexto y definición de peligrosidad sísmica

Los terremotos son una de las catástrofes naturales que más pérdidas en vidas humanas y materiales han causado a la humanidad desde el comienzo de la civilización. Se calcula que en el último siglo los terremotos han sido responsables de la muerte de más de 2 millones de personas y, en la última década, de pérdidas económicas en torno a los 6.000 millones de euros (datos de Munich Re-Insurance). Teniendo en cuenta la tendencia creciente de la población mundial es previsible que estas cifras se incrementen en el futuro.

La protección de personas y bienes ante la ocurrencia de terremotos depende fundamentalmente de las medidas preventivas y mitigadoras que las administraciones públicas consideren convenientes establecer. Dentro de las disciplinas técnicas especializadas en la investigación y desarrollo de estas medidas destaca la Ingeniería Sísmica. Su objetivo es doble, primero, determinar el riesgo derivado de la ocurrencia de terremotos y, segundo, desarrollar las medidas necesarias para reducirlo. Los Análisis de la Peligrosidad Sísmica se enmarcan en el primer objetivo como elemento fundamental para determinar el Riesgo Sísmico de una región, ciudad o emplazamiento concreto.

El Riesgo Sísmico se define como la probabilidad, o la posibilidad, de que la ocurrencia de un terremoto provoque la pérdida de vidas humanas y económicas. Las pérdidas económicas incluyen tanto los costes de reparación o reconstrucción de las estructuras afectadas por la acción sísmica como las pérdidas que pudieran derivarse de la interrupción de la actividad económica en la región afectada. El concepto de Riesgo Sísmico se puede expresar de manera sintética como:

RIESGO = PELIGROSIDAD x EXPOSICION x VULNERABILIDAD

En esta expresión el término "Peligrosidad" representa la existencia de la amenaza sísmica, representada por la intensidad y frecuencia que presenta la ocurrencia de terremotos en una región. La "Exposición" hace referencia al número y valor de los elementos que están amenazados por el peligro sísmico. Los elementos analizados suelen ser estructuras ingenieriles, si bien algunos trabajos incluyen también bajo este término actividades económicas específicas, como por ejemplo el turismo. Finalmente, la "Vulnerabilidad" se refiere a la capacidad de estos elementos para resistir directa e indirectamente la acción sísmica.

La definición formal de Peligrosidad Sísmica puede establecerse a varios niveles, científico, técnico o administrativo. Desde el punto de vista de la Sismotectónica, la Peligrosidad Sísmica se puede definir como la probabilidad o posibilidad de que ocurra un terremoto de cierta magnitud en un determinado lugar. En el ámbito de la Ingeniería Sísmica se define como la medida del movimiento fuerte del terreno debida al paso de las ondas sísmicas, asociada o no, a una probabilidad de ocurrencia dentro de un periodo de tiempo determinado. Por último, en el ámbito administrativo la peligrosidad sísmica se define con relación a un nivel

aceptable de riesgo para el cual se debe diseñar, de modo que se garantice la seguridad de personas y bienes y se reduzcan al mínimo las pérdidas económicas y daños al medioambiente. Para la consecución de este objetivo general es necesario en primer lugar realizar un Análisis de la Peligrosidad Sísmica.

1.1.2. Interés del estudio de la peligrosidad sísmica en el SE de España

El SE de España es una de las regiones de la Península Ibérica donde mayor número de terremotos se registran al año desde el establecimiento de la Red Sísmica Nacional a comienzos de 1920. Afortunadamente ninguno de ellos ha presentado un tamaño suficiente para producir un efecto devastador, si bien algunos han provocado importantes pérdidas económicas (e.g.: terremoto de Mula (Murcia) de 1999).

Sin embargo, la ocurrencia futura de grandes terremotos en esta región es esperable. Esta observación se sustenta por una parte, en la existencia de crónicas históricas que relatan la ocurrencia de eventos sísmicos que provocaron una destrucción generalizada y gran número de víctimas (e.g.: terremoto de Torrevieja (Alicante) de 1829). Por otra parte, en el SE de España se localizan algunas de las estructuras tectónicas más activas de la Península Ibérica, que presumiblemente serán las responsables de la ocurrencia futura de este tipo de terremotos.

El interés del estudio de la peligrosidad sísmica en el SE de España presenta una doble vertiente: científica y práctica. En el primer caso interesa desvelar la relación que existe entre la ocurrencia de sismos y el tamaño de éstos con la compleja estructura tectónica existente en la región y, en el segundo caso, adaptar este conocimiento a los requerimientos de una estimación de la peligrosidad sísmica que pueda ser empleada posteriormente en estudios de Riesgo Sísmico. Es importante señalar que el incremento gradual en el registro de terremotos, unido a la realización de nuevos estudios geológicos de fallas, así como al desarrollo de nuevas metodologías en el cálculo de la peligrosidad, confiere a los resultados de cualquier análisis de la peligrosidad sísmica un carácter permanentemente provisional. En este sentido, los estudios de peligrosidad sísmica, especialmente en regiones singularmente activas como el SE de España, deben ser actualizados con cierta frecuencia.

1.2. ELEMENTOS DEL ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA

Los diferentes elementos o etapas que componen un análisis de la peligrosidad sísmica han sido expuestos en numerosas publicaciones (e.g.: Lomnitz y Rosenblueth, 1976; Martín, 1989a; Muñoz, 1989; Reiter, 1990; González de Vallejo, 1994; Krinitzsky, 1998; Benito y Jiménez, 1999). Se presenta aquí una síntesis del "estado de la práctica" prestando especial interés a las aportaciones procedentes de estudios geológicos de fallas y a las dificultades que se presentan en las regiones de sismicidad moderada como el SE de España.

1.2.1. El objetivo de los análisis de la peligrosidad sísmica

El primer elemento que caracteriza un análisis de la peligrosidad sísmica es el objetivo que se persigue. En función de este objetivo pueden distinguirse tres tipos de análisis de la peligrosidad sísmica: de emplazamiento, de microzonación y regional. Tanto los métodos usados como la exposición de los resultados finales varían de un tipo a otro.

El análisis de la peligrosidad sísmica para un emplazamiento concreto, donde se localiza o se prevé localizar una estructura ingenieril crítica, está normalmente regulado por una serie de especificaciones concretas cuyo desarrollo esta fuera del alcance de este trabajo. Así, por ejemplo, en el caso de centrales nucleares, es necesario considerar la ocurrencia de sismicidad en un área de radio aproximado 300 km y realizar un estudio de la actividad reciente de las

fallas localizadas en un radio de unos 20 km alrededor del emplazamiento. El objetivo general de estos trabajos es identificar los diferentes tipos de terremotos que pudieran ocurrir, a fin de predecir el movimiento del terreno más desfavorable en el emplazamiento.

Los estudios de microzonación sísmica se desarrollan a escalas menores y abarcan zonas cuya extensión es del orden del término municipal. El principal objetivo de este tipo de estudios es identificar áreas que por sus características geotécnicas superficiales, o por su posición topográfica, puedan considerarse similares en cuanto a amplificación del movimiento fuerte del suelo. Combinando estos datos con una evaluación de la vulnerabilidad de las edificaciones se suele realizar una estimación del riesgo sísmico en términos de daños materiales y económicos. En muchos casos estos estudios están basados en los resultados obtenidos para movimientos en roca o suelo firme procedentes de un análisis de la peligrosidad sísmica a escala regional.

Por último, los análisis de la peligrosidad sísmica a escala regional persiguen la realización de mapas que expresen, para diferentes niveles de probabilidad de excedencia, la variación espacial de parámetros típicos del movimiento del suelo, como la aceleración, velocidad o desplazamiento. Este tipo de trabajos supone la primera aproximación para la realización de los otros tipos de análisis de la peligrosidad sísmica descritos, así como para la evaluación regional de la ocurrencia de fenómenos inducidos por la acción sísmica, tales como la licuefacción de suelos o los deslizamientos de laderas.

En los apartados siguientes se analizan con detalle los elementos que componen los análisis de la peligrosidad sísmica a escala regional (**Fig. 1.1)**. Estos elementos son, en muchos casos, comunes en todos los análisis de la peligrosidad sísmica, independientemente del objetivo principal que persigan.

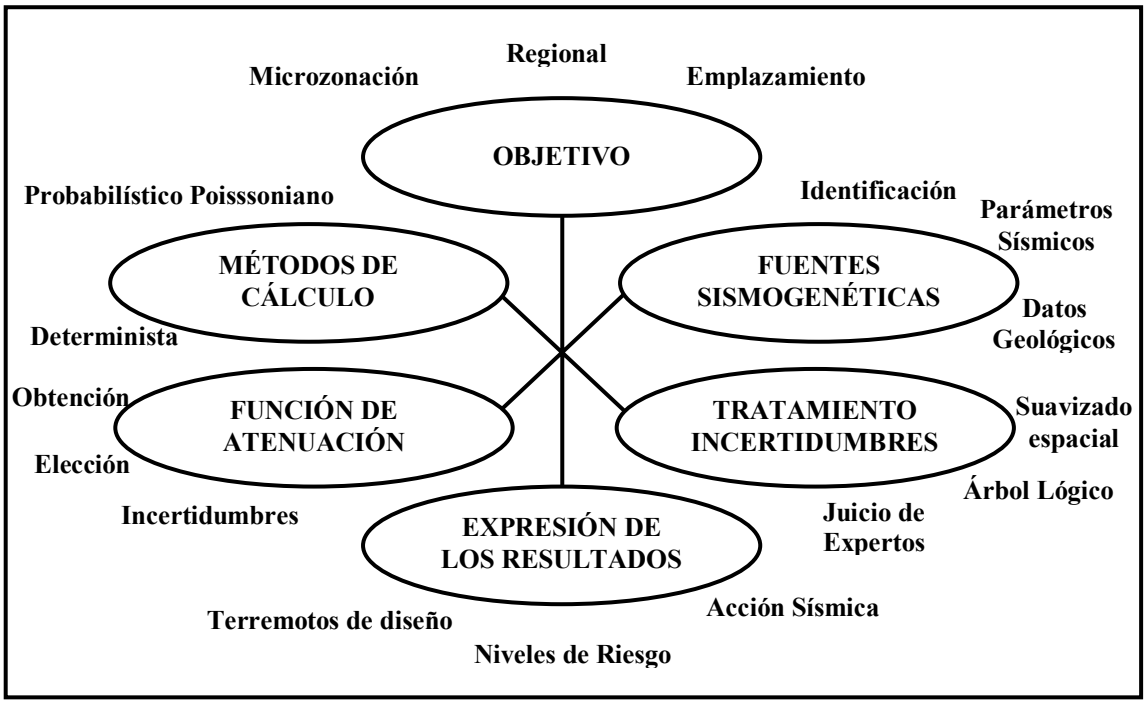


Figura 1.1. Elementos fundamentales que componen el Análisis de la Peligrosidad Sísmica con indicación de las cuestiones relacionadas que se tratan con detalle en el texto.

1.2.2. Métodos de cálculo

La determinación de la peligrosidad sísmica, en su acepción ingenieril, se ha realizado tradicionalmente desde dos perspectivas diferentes, denominadas como Método Determinista y Método Probabilista.

La metodología determinista se emplea sobre todo en los análisis de la peligrosidad sísmica de emplazamientos de estructuras críticas cuyo riesgo de destrucción se quiere minimizar al máximo. El Método Determinista persigue determinar los parámetros del movimiento del terreno más desfavorables que podrían afectar al emplazamiento en cuestión, al considerar la ocurrencia del mayor terremoto del que se tenga conocimiento. El desarrollo específico de la metodología determinista está fuera del objetivo de este trabajo, si bien, conviene señalar que comparte numerosos elementos con el Método Probabilista que se desarrolla a continuación.

El Método Probabilista consiste en la modelización estadística de la ocurrencia temporal de terremotos, de sus tamaños, y de la atenuación del movimiento del suelo dada la ocurrencia de éstos, con el objeto final de determinar la probabilidad de excedencia de determinados niveles del movimiento del suelo. Los modelos probabilistas de ocurrencia de terremotos más empleados en la práctica están basados en distribuciones de valores extremos (e.g.: Gumbel, Weibull,..) y, sobre todo, en la distribución de Poisson. En este apartado se desarrollará únicamente éste último, conocido como el Método Poissoniano Zonificado (Cornell, 1968; McGuire, 1976), que es el más empleado en los análisis de peligrosidad sísmica regionales, si bien a lo largo de la exposición se detallarán las diferentes modificaciones que ha experimentado el método a lo largo de los años, paralelamente con el incremento del conocimiento sobre el fenómeno sísmico.

La aceptación de un modelo de Poisson implica asumir que la ocurrencia de los terremotos es aleatoria en el tiempo y en el espacio, de tasa constante, y que éstos constituyen sucesos aleatorios independientes entre sí. A pesar de que ninguna de estas afirmaciones se ajusta estrictamente al estado actual del conocimiento, se acepta como válido el modelo de Poisson cuando: 1) se considera un catálogo de terremotos procedente de un conjunto de varias fuentes sismogenéticas de donde se eliminan agrupaciones temporales y espaciales de eventos (usualmente precursores y réplicas de sismos principales), y 2) se calculan las probabilidades de ocurrencia para periodos de tiempo pequeños, típicos de la vida útil de las obras de ingeniería. La validez de ambas condiciones esta sujeta además a que: 1) no exista, o no se pueda reconocer, una estructura tectónica singular que presente una ocurrencia de terremotos característicos (cf. 1.2.4), y 2) el tiempo transcurrido desde el último evento característico no sea mayor que su tiempo medio de recurrencia.

La probabilidad de que determinado nivel del movimiento del suelo sea excedido al menos una vez durante un periodo de tiempo t en un determinado emplazamiento, se calcula de acuerdo con la fórmula (Cornell, 1968):

$$P(A>a,t) = 1 - e^{-(\lambda a \cdot t)} \qquad [1.1]$$

donde $P(A>a,t)$ es la probabilidad de que la variable aleatoria poissoniana A, que representa un determinado parámetro del movimiento del suelo (e.g.: aceleración), exceda un determinado nivel a (e.g.: 0,1g) en un periodo de tiempo de t años, siendo λ_a la tasa anual media de excedencia de a. Los cálculos de peligrosidad sísmica se realizan generalmente para probabilidades de excedencia en periodos de tiempo pequeños, típicos de la vida útil de las infraestructuras (t=25, 50, 100 años). Para tasas anuales medias de excedencia bajas (<0,1) se puede admitir:

$$P(A>a) \approx \lambda_a \qquad [1.2]$$

En Ingeniería sísmica se tiende a emplear el término Periodo de Retorno en vez del de probabilidad de excedencia. El periodo de retorno (T) se define como la inversa de la tasa media de excedencia anual (t=*1* año):

$$T = \lambda_a^{-1} \qquad [1.3]$$

De acuerdo con la ec. [1.2], el Periodo de Retorno también se puede definir como la inversa de la probabilidad de excedencia anual.

Es bastante común en la práctica obtener la probabilidad de excedencia en *t* años (e.g.: 50, 100 años) a partir del periodo de retorno, empleando la expresión:

$$P(A>a) = 1- [1- 1/T]^t \qquad [1.4]$$

Así, por ejemplo, de acuerdo con la ecuación anterior un periodo de retorno de 475 años equivale a una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años.

La determinación de la tasa anual media de excedencia, λ_a, constituye el principal resultado de un cálculo de peligrosidad sísmica. El cálculo de λ_a se realiza aplicando el Teorema de la Probabilidad Total, obteniéndose:

$$\lambda_a = \lambda_m \iint P(A > a \mid m,r)\, f_M(m)\, f_R(r)\, dm\, dr \qquad [1.5]$$

donde λ_m es la tasa anual media de ocurrencia de terremotos, $f_M(m)$ es la función de densidad de probabilidad de la magnitud, $f_R(r)$ la función de densidad de probabilidad de la distancia al emplazamiento; y $P(A>a|m,r)$ la probabilidad de excedencia de determinado nivel del movimiento del suelo *a* condicionada a la ocurrencia de un terremoto de magnitud *m* a una distancia *r*.

Finalmente, si consideramos que la distribución de terremotos responde a la existencia de varias fuentes sismogenéticas, caracterizadas por diferentes tasas de ocurrencia, entonces:

$$\lambda_a = \sum_{i=1}^{N_S} \lambda_{mi} \iint P(A > a \mid m,r)\, f_{Mi}(m)\, f_{Ri}(r)\, dm\, dr \qquad [1.6]$$

donde N_S es el número de fuentes consideradas y λ_{mi} es la tasa anual media de ocurrencia de terremotos en la zona i-ésima.

A través de esta expresión se puede deducir que los elementos fundamentales que constituyen un análisis de peligrosidad sísmica son: 1) la identificación y modelización espacial de las fuentes sismogenéticas, 2) la determinación en cada fuente de la tasa de ocurrencia de los terremotos y las probabilidades de las distintas magnitudes y rangos de distancias posibles al emplazamiento, y 3) la función de atenuación del parámetro del movimiento del suelo y su desviación estándar. Estos elementos son analizados en los siguientes apartados.

1.2.3. Definición de fuentes sismogenéticas

1.2.3.1. Identificación de fuentes sismogenéticas

En su concepción más simple, una fuente sismogenética se puede definir como una porción del territorio donde tiene lugar con relativa frecuencia la ocurrencia de terremotos. Las fuentes sismogenéticas han sido objeto de varias clasificaciones (cf. Reiter, 1990). Estas clasificaciones coinciden en emplear un criterio similar (si bien utilizan diferentes denominaciones), que básicamente responde al grado de coherencia que se pueda establecer entre la ocurrencia de sismicidad y la localización de estructuras tectónicas. De este modo se pueden diferenciar dos tipos extremos de fuente sismogenética: la Zona Sísmica, definida únicamente en base a la distribución de agrupaciones de epicentros, y la Falla Activa. Entre ambos extremos se localizan las Zonas Sismotectónicas.

La definición de Falla Activa depende fuertemente del criterio que se considere, variando ésta en función de la importancia que se dé a la existencia de deformaciones en depósitos recientes, a la consistencia de estas evidencias a lo largo de la longitud de la falla y, a la presencia de epicentros bien localizados en relación con su traza superficial o estructura

profunda. De este modo se habla en la literatura de fallas geológicamente activas, sismogénicas, potencialmente activas, inactivas, extintas, etc, en función del grado de conjunción entre los criterios descritos anteriormente (e.g.: Slemmons, 1978; Reiter, 1990; Mallard, 1991).

Desde el punto de vista de la Ingeniería Sísmica la actividad de una falla se suele clasificar en relación con la edad que presentan los depósitos más recientes afectados por la misma. De este modo se pretende identificar aquellas fallas que presentan mayor posibilidad de producir nuevos movimientos en el futuro cercano, concretamente dentro del periodo de vida útil de la estructura en cuestión. En este sentido destaca la definición de falla activa establecida por la "California Division of Mines and Geology": falla activa es aquella que ha producido desplazamientos en superficie en los últimos 10.000 años (10 ka) (Holoceno); y la definición de Falla Capaz, propuesta por la industria nuclear de los EE.UU., como aquella que presenta evidencias de al menos un movimiento en superficie, o cerca de la superficie, en los últimos 35 ka, o movimientos de naturaleza recurrente en los últimos 500 ka.

Desde el punto de vista geológico se prefiere clasificar a las fallas en función de su tasa de deslizamiento. La tasa de deslizamiento (o velocidad) de una falla se define como el cociente entre la suma de los movimientos producidos por la falla dentro del régimen tectónico actual dividido por el periodo de tiempo que abarca dicho régimen. El régimen tectónico actual (o periodo Neotectónico s.l.), se puede definir como el responsable del estado de esfuerzos actual de una región. Como la tasa de deslizamiento de una falla puede variar fuertemente, incluso dentro del régimen tectónico actual, se prefiere calcular ésta a partir de los saltos acumulados en los depósitos más recientes posibles. En fallas muy activas los últimos 10 ka suelen ser suficientes para estimar una tasa de deslizamiento representativa. En fallas de actividad baja-moderada es necesario considerar deformaciones en el último millón de años (aprox. el Cuaternario), determinándose unos valores con mayor incertidumbre que el anterior caso. El "Research Group for Active Faults in Japan", por ejemplo, clasifica la actividad de las fallas en tres grandes grupos denominados con las letras A, B y C. Las fallas del grupo A son aquellas que presentan una tasa de deslizamiento mayor a 1 m/ka (1 mm/año), las del grupo B entre 1 y 0,1 m/ka, y las del C menor a 0,1 m/ka.

La tasa de deslizamiento permite realizar una estimación preliminar del rango de magnitudes máximas de los terremotos que la falla puede generar así como del periodo medio de recurrencia de éstos (**Fig. 1.2**). En general se considera que, a mayor tasa deslizamiento que presente una falla con mayor frecuencia generará terremotos. Por otra parte, fallas con tasas de deslizamiento bajas producirán terremotos mayores aunque con menor frecuencia.

La importancia de identificar fallas activas radica en que es en ellas donde previsiblemente se puede localizar la ocurrencia de los terremotos de mayor magnitud, es decir, aquellos producidos por la rotura de un área de dimensiones corticales que contribuya al desplazamiento cosísmico efectivo entre los bloques limitados por la falla. La identificación de estas fallas en superficie dependerá del balance establecido entre la tasa de deslizamiento de la falla y la velocidad de modificación del paisaje, fundamentalmente controlada por el clima. En zonas intraplaca, o en márgenes de placa de deformación distribuida (como en el sur de España), las fallas activas presentan tasas de deslizamiento moderadas-bajas siendo difícil la observación en superficie de evidencias de actividad reciente. Así mismo, la identificación de fallas activas será más sencilla en climas áridos que en húmedos. Por último, es necesario considerar también la posible existencia de fallas activas que no rompan en superficie (fallas ocultas o ciegas), como la que generó el terremoto de Northridge en California 1994. La identificación de estas fallas es mucho más problemática y suele requerir el empleo de técnicas de prospección geofísica.

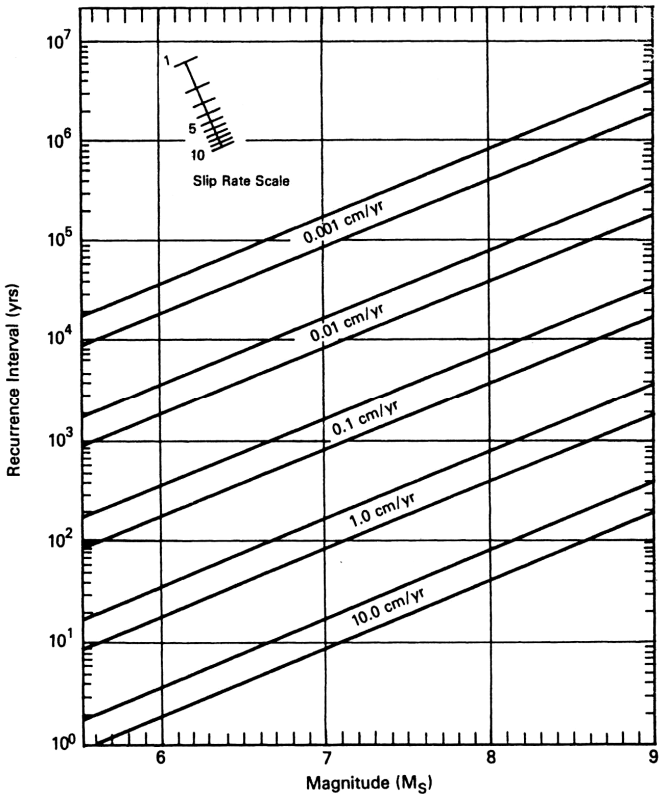


Figura 1.2. Relación entre la magnitud máxima, el periodo de recurrencia y la tasa de deslizamiento de la falla (Slemmons, 1982) (tomado de Reiter, 1990).

Finalmente, las zonas sismotectónicas son zonas sísmicas en cuya definición se han considerado, con mayor o menor rigor, criterios sismotectónicos, geológicos y/o geofísicos. Es común, por tanto, emplear el término Zonas Sismogenéticas para englobar ambos términos. Las zonas sismogenéticas son las más empleadas en los análisis de peligrosidad sísmica en territorios de sismicidad moderada. La localización, tamaño y geometría de estas zonas está fuertemente condicionada por la cantidad y calidad de la información sísmica y tectónica disponible, y por tanto, su definición final estará sujeta al criterio experto del analista. La definición de zonas sismogenéticas constituye una de las principales fuentes de incertidumbre en los análisis de peligrosidad sísmica.

1.2.3.2. Modelización geométrica de fuentes sismogenéticas

La modelización espacial de las fuentes sismogenéticas puede realizarse básicamente de tres maneras: como puntos, líneas o áreas, según el tipo de fuente sismogenética identificada. La importancia de la modelización espacial de fuentes sismogenéticas radica en el control que ejerce la geometría de ésta en el cálculo probabilístico de la variable aleatoria distancia al emplazamiento, ya que la ocurrencia de terremotos en el área o línea que ocupa la zona se considera equiprobable. En el caso de cálculos deterministas éste problema se simplifica al máximo considerando únicamente la distancia al emplazamiento más desfavorable (generalmente la más corta).

Las zonas sismogenéticas se modelizan generalmente como áreas (o volúmenes, si se considera un cálculo tridimensional, con la profundidad como dimensión adicional). El tipo de modelo suele venir impuesto por el programa que se emplee en el cálculo de la peligrosidad. Por ejemplo, programas como el EQRISK (McGuire, 1976), el SEISRISK-III (Bender y Perkins, 1987) o el EZ-FRISK (Risk Engineering, 1995), modelizan las zonas sismogenéticas como áreas cuadrangulares. La distancia desde un emplazamiento a una zona sismogenética,

cuya área no abarque el emplazamiento, se calcula dividiendo la diferencia entre la distancia máxima y mínima por un valor constante determinado por el usuario. Esta relación sirve entonces para trazar, con centro en el emplazamiento, un número de sectores circulares cuyas áreas abarcan parcialmente la zona sismogenética. La probabilidad de ocurrencia de la distancia al centro de cada sector se determina considerando la porción de área abarcada por el sector dividida por el área total de la zona sismogenética. Para emplazamientos situados en el interior de una zona sismogenética se sigue un método similar. Por otra parte, también es posible considerar el área que ocupa una zona sismogenética compuesta por una serie de tamaños discretos de área, como en el programa CRISIS99 (Ordaz et al., 1989). De este modo la probabilidad de ocurrencia de determinada distancia al emplazamiento se calcula numéricamente a partir de la frecuencia relativa de ésta en relación con todo el rango de distancias posibles al emplazamiento.

El modo más sencillo de modelizar fallas activas es considerándolas como estrechas zonas alargadas o segmentos consecutivos de líneas rectas, de profundidad constante. Este sencillo modelo puede complicarse en caso de que sea necesario considerar la estructura profunda de la falla, modelizándose entonces la falla como un plano con determinada inclinación y profundidad. La probabilidad de ocurrencia de la distancia al emplazamiento se suele calcular numéricamente considerando todo el rango de posibles distancias a partir de centros de segmentos de longitud discreta. En algunos casos sencillos, cuando la falla es modelizada por una única línea recta, se puede obtener una expresión analítica de la función de densidad de la distancia al considerar que la función de distribución de la distancia y de la longitud de la línea es equivalente (e.g.: Cornell, 1968). Al igual que en el caso de las zonas sismogenéticas se considera aquí que la ocurrencia de terremotos a lo largo de la longitud de la falla es equiprobable.

Otros casos más complicados consideran además la longitud de la posible rotura superficial que produciría un determinado terremoto en relación con la longitud total de la falla modelizada (e.g.: SEISRISK IIII, EZ-FRISK, ..).

Finalmente, es importante resaltar la importancia que puede tener la modelización geométrica de las fuentes en los resultados de un análisis de peligrosidad, especialmente en trabajos regionales que consideran la existencia de zonas sismogenéticas (Musson y Henni, 2001). El factor principal es la dimensión de la zona sismogenética en relación con el número de terremotos localizados en su interior. Diferentes analistas, en base a su criterio experto, pueden establecer zonas sismogenéticas de tamaños muy diferentes en relación con la distribución espacial de los terremotos. Al considerarse equiprobable la ocurrencia de terremotos en todo el área que comprende una zona sismogenética singular, aquellas zonas estrictamente limitadas a la distribución de terremotos tenderán a producir fuertes gradientes de la peligrosidad en relación con zonas de mayores dimensiones. En relación con este fenómeno, y con objeto de producir resultados más suavizados, el programa SEISRISK III, por ejemplo, permite incorporar en el cálculo variaciones en los límites de las zonas sismogenéticas considerando que la incertidumbre en su trazado sigue una distribución normal con una determinada desviación estándar.

La influencia de las zonas sismogenéticas en los resultados de los análisis de la peligrosidad sísmica está controlada, además, por otros factores, como se analiza en el apartado siguiente.

1.2.4. Caracterización sísmica de fuentes sismogenéticas

El potencial sismogenerador de una fuente sismogenética viene caracterizado en base a tres parámetros fundamentales: la tasa anual media de ocurrencias de terremotos, la

distribución de frecuencias de las magnitudes y la magnitud máxima posible que puede producirse en el interior de la fuente.

1.2.4.1. Parámetros de la ocurrencia de terremotos

La determinación de estos parámetros se fundamenta en la relación empírica encontrada entre el número de terremotos registrados en extensas áreas del Globo y su magnitud (Ishimoto e Iida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944):

$$\log N = a - b\,m \qquad [1.7]$$

donde N es el número de terremotos con magnitud mayor o igual a *m* y, *a* y *b* son los parámetros del ajuste estadístico. El valor de *b* representa una medida de la relación existente entre la frecuencia de terremotos grandes y pequeños; valores pequeños significan una mayor frecuencia de eventos pequeños en relación con grandes, y viceversa. De acuerdo con los experimentos de Mogi (1967) el valor de *b* también puede relacionarse, en términos generales, con el estado estructural del medio donde se producen los terremotos (corteza s.l.). Este estado estructural depende de la homogeneidad de la rigidez del medio y de la aplicación de los esfuerzos, así como del grado de fracturación presente. Valores pequeños de *b* (<0,5) se corresponden con medios de rigidez homogénea y poco fracturados, mientras que valores altos (b>1) se dan en medios heterogéneos altamente fracturados. Valores intermedios (0,5-1) representarían un medio homogéneo rígido cuya fracturación está controlada por la presencia de grandes fallas.

A partir de la expresión [1.7] y normalizando la ocurrencia de terremotos a un año se determina la tasa anual media de ocurrencia de terremotos con magnitud igual o superior a m, λ_m:

$$\lambda_m = \exp(\alpha - \beta\, m) \qquad [1.8]$$

donde $\alpha = a\,Ln(10)$, y $\beta = b\,Ln(10)$.

A efectos de cálculo, la determinación de λ_m se limita inferiormente por un valor de magnitud mínimo (m_0). Esta magnitud es generalmente aquella a partir de la cual el catálogo sísmico se considera completo, o aquella a partir de la cual se considera que pueden producirse daños en las construcciones. En regiones de sismicidad alta prima este segundo criterio y se suelen emplear valores en torno a 4,0 ó 5,0. En áreas de sismicidad moderada-baja suele emplearse el primer criterio, con objeto de obtener el mayor tamaño de muestra posible. La distribución exponencial de frecuencias acumuladas de terremotos se limita así mismo por un valor de magnitud máximo (m_1), resultando (Cornell y Vanmarcke, 1969):

$$\lambda_m = \lambda_{m_0} \frac{\exp[-\beta m] - \exp[-\beta m_1]}{\exp[-\beta m_0] - \exp[-\beta m_1]}\ ,\ m_0 \le m \le m_1 \qquad [1.9]$$

donde λ_{m0} es la tasa media anual de ocurrencias de terremotos con magnitud igual o superior al límite inferior ($\lambda_{m0} = exp(\alpha - \beta\, m_0)$). A partir de la ec. [1.9] se llega a la función de densidad exponencial truncada:

$$f_M(m) = \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_1 - m_0)]} \qquad [1.10]$$

En cada zona sismogenética la probabilidad de ocurrencia de determinado valor de magnitud, dentro del intervalo $m_0 - m_1$, dependerá del valor del parámetro beta (β) y de la tasa anual de ocurrencias de terremotos (λ_{m0}). Ambos parámetros, junto con el límite superior de la distribución de las magnitudes (m_1), caracterizan el potencial sísmico de una fuente sismogenética.

Es importante considerar las fuentes de incertidumbre asociadas a la determinación de estos parámetros. La determinación de beta y de la tasa media de ocurrencia depende de: 1) el criterio empleado en la definición de las fuentes sismogenéticas y, 2) el periodo temporal considerado representativo de la completitud en el registro de magnitudes. Así mismo, especialmente en aquellas zonas de actividad sísmica baja o con un registro precario de terremotos, el valor del parámetro beta puede variar mucho según el método de regresión empleado (mínimos cuadrados o máxima verosimilitud) y el tamaño de clase empleado para agrupar las magnitudes (López Casado et al, 1995).

A parte de estas cuestiones de tipo metodológico, la validez de beta y de la tasa media de ocurrencia, como parámetros representativos de la ocurrencia general de terremotos en un análisis de la peligrosidad sísmica, ha sido cuestionada desde diferentes campos del conocimiento (cf. Krinitzsky, 1993a). Desde el punto de vista físico la ocurrencia temporal de terremotos no es un proceso aleatorio ni en el tiempo ni en el espacio, sino el resultado de una dinámica compleja entre numerosas variables, como por ejemplo, las propiedades reológicas de la corteza, las variaciones del estado de esfuerzos y la existencia de discontinuidades (fallas geológicas). Así mismo, la ocurrencia de terremotos en general no sigue un patrón constante en el tiempo, sino que atraviesa por periodos de diferente actividad. Por ejemplo, en el sureste de España se ha observado que la ocurrencia de terremotos en el tiempo presenta importantes variaciones en función de la ventana temporal de observación (López Casado et al., 1987).

Todas estas observaciones cuestionan, en definitiva, la aceptación del Método Poissoniano. Sin embargo, la consideración de que un modelo de Poisson puede resultar de la superposición de diferentes distribuciones de probabilidad no poissonianas permite justificar la representatividad de los parámetros beta y tasa media de ocurrencia siempre que en su determinación se consideren regiones y periodos temporales suficientemente extensos (Lomnitz, 1994). Ambas limitaciones llevan a la consideración conjunta de todas las variables que pueden controlar la generación de terremotos, en detrimento de estructuras tectónicas singulares sujetas a una historia particular no poissoniana. Este último caso se analizará en los párrafos siguientes en relación con la determinación del límite superior de la distribución de las magnitudes (m_1) y su recurrencia.

1.2.4.2. El límite superior de la distribución de la magnitud

La caracterización del potencial sísmico de una fuente sismogenética queda completada con la determinación del límite superior de la distribución de las magnitudes (m_1), coloquialmente referida como la magnitud máxima. En los análisis deterministas de la peligrosidad sísmica, m_1 representa el único elemento que caracteriza el potencial de una fuente sismogenética, y por tanto su determinación es clave para el diseño sismorresistente de la estructura crítica en cuestión. De este modo ha sido necesario la elaboración de diferentes denominaciones de la magnitud máxima. Dentro de la industria nuclear destaca el concepto de "Safe Shutdown Earthquake" (SSE) y en el marco de las grandes presas el "Maximum Credible Earthquake" (MCE). En general estas denominaciones se refieren a la ocurrencia de determinado nivel del movimiento del suelo, relacionado con la ocurrencia de un terremoto máximo altamente infrecuente, para las que el diseño sismorresistente debe proveer la suficiente resistencia para evitar una catástrofe. En el caso de la industria nuclear, la ocurrencia del SSE se relaciona con periodos de retorno del orden de varias decenas de miles de años.

En los análisis probabilistas de la peligrosidad sísmica el parámetro magnitud máxima ejerce, así mismo, una importante influencia sobre los resultados del cálculo. Esta influencia es mayor que la ejercida por el parámetro beta y/o la tasa de ocurrencia dentro de unos rangos de variación razonables (García-Mayordomo et al., 2001). La nomenclatura empleada en los análisis deterministas ha sido heredada en parte en los análisis probabilistas, especialmente el

término de MCE. Sin embargo, la diferencia fundamental estriba en que en un análisis probabilista es necesario determinar además la recurrencia temporal media de este tipo de eventos.

Tradicionalmente la determinación del MCE se ha asociado con el valor del terremoto máximo registrado en el interior de la fuente sismogenética ("Maximum Historical Earthquake", MHE) sumándole 0,5 ó 1 unidad de magnitud, según el criterio del analista. En regiones de sismicidad moderada-baja la ocurrencia del MHE ha sido generalmente registrada en términos de Intensidad Macrosísmica, con lo que es necesario transformarla a la escala de magnitud (en caso de que el estudio se realice en términos de magnitudes) con el añadido incremento en la incertidumbre de su valor. Una vez determinado el valor de la magnitud/intensidad máxima se le asigna una recurrencia media basada en criterios de completitud temporal del catálogo, que generalmente varían mucho de un analista a otro.

La determinación de la magnitud máxima ha sido abordada también desde el punto de vista de la influencia que pueda ejercer su recurrencia temporal en el cálculo de la peligrosidad. De este manera se ha definido el "Maximum Probable Earthquake" como aquél que presenta una recurrencia suficientemente frecuente como para ser considerada en el cálculo de la peligrosidad sísmica de una estructura dentro de su periodo de vida operativa (e.g.: 1/1000 años). Así, el valor de la magnitud máxima y su recurrencia se obtienen inmediatamente del ajuste de Gutenberg-Richter que caracteriza una fuente sismogenética. Este valor queda entonces sujeto a la incertidumbre en la definición de la zona sismogenética, a la bondad del ajuste, y especialmente, a la suposición de que se pueda extrapolar el ajuste estadístico hacia valores altos de la magnitud no considerados realmente en el ajuste. Este proceso determina una fuerte variación entre los resultados alcanzados por diferentes analistas y, cuestiona finalmente la representatividad de los mismos (Krinitzsky, 1998).

1.2.4.3. Incorporación de datos geológicos

La consideración de datos derivados de estudios geológicos de fallas en los análisis probabilísticos de la peligrosidad sísmica tiene lugar por primera vez a mediados de los años 80, con los trabajos pioneros de Wesnousky et al. (1984) y Wesnousky (1986). Este tipo de trabajos ha supuesto un refinamiento en la definición de fuentes sismogenéticas, una estimación más objetiva de la magnitud máxima y su recurrencia, y la consideración de modelos de ocurrencia de terremotos en el cálculo de la peligrosidad sísmica más cercanos al modelo físico (cf.: Schwartz y Coppersmith, 1986; dePolo y Slemmons, 1990). Los datos geológicos que más influencia ejercen en un estudio de peligrosidad se resumen en el esquema de la **Figura 1.3**.

Las principales modificaciones que los estudios geológicos han inducido en los análisis de la peligrosidad sísmica clásicos pueden resumirse en los siguientes puntos: 1) la magnitud máxima posible que puede producirse en una zona sismogenética está relacionada con la existencia de fallas activas de dimensiones proporcionales al valor de esta magnitud; 2) la tasa de ocurrencia de la magnitud máxima en una falla singular es mayor que el valor estimado a través de una distribución exponencial de Gutenberg-Richter; y 3) la ocurrencia futura de un terremoto máximo en una falla está relacionada con el tiempo transcurrido desde el último evento y la magnitud alcanzada por éste. En los siguientes apartados se explican con detalle estos puntos haciendo especial hincapié en sus aplicaciones en el análisis de la peligrosidad sísmica.



Figura 1.3. Datos geológicos de estudios de fallas que mayor aplicación tienen en la caracterización sísmica de fuentes sismogenéticas en los análisis de la peligrosidad sísmica (modificado de Schwartz y Coppersmith, 1986).

1.2.4.4. Estimación de la magnitud máxima

La estimación de la magnitud máxima que una falla puede generar parte de la ecuación del momento sísmico (Aki, 1966):

$$M_o = \mu\, D\, A \qquad [1.11]$$

donde M_o es el momento sísmico, μ es el módulo de rigidez de la corteza, D el desplazamiento cosísmico medio a lo largo de la falla y A el área de ruptura. Conocido el momento sísmico puede estimarse la magnitud momento (**M**) a través de la relación establecida por Hanks y Kanamori (1979):

$$\mathbf{M} = 2/3 \log M_o - 10.7 \qquad [1.12]$$

Con frecuencia en la literatura se emplea la notación M_w para referirse a la magnitud momento **M** obtenida a través de la ecuación [1.12]. La notación M_w deriva de la primera definición de magnitud momento propuesta por Kanamori (1977) y estrictamente no debería confundirse con **M**. La aplicación de la ecuación [1.12] implica asumir un modulo de rigidez de la corteza de 3×10^{11} dinas/cm^2 y una caída de esfuerzos de aproximadamente 30 bares (Mohammadioun y Serva, 2001). Existen en la literatura diferentes ecuaciones empíricas que relacionan el momento sísmico con otras escalas de magnitud, sin embargo, la magnitud momento es la más adecuada para describir los grandes terremotos, puesto que a diferencia de las otras escalas, no presenta un límite de saturación. De acuerdo con el trabajo de Hanks y Kanamori (1979), la magnitud de ondas superficiales (M_S) y **M** son frecuentemente consideradas equivalentes en el rango 5,0–7,5.

El conocimiento de los parámetros geométricos de la rotura sísmica, A y D, es fundamental para poder estimar la magnitud máxima que sería capaz de producir una falla. El salto cosísmico medio se puede obtener a partir de observaciones directas del movimiento de una falla activa en el registro geológico más reciente (paleosismicidad). La determinación del área de ruptura ($A = W \times L$) se suele realizar asumiendo una profundidad máxima constante

derivada la estimación del espesor de la corteza sismogenética (*H*), y un buzamiento (*B*) constante del plano de falla (*W=H/sen(B)*), quedando como variable la longitud de la rotura (*L*). La longitud de rotura, especialmente en fallas de grandes dimensiones, se estima a través de la segmentación de la longitud de la falla en tramos que, de acuerdo a sus características estructurales y sismotectónicas, representen roturas sísmicas independientes (Aki, 1984; Schwartz y Coppersmith, 1986) Es importante considerar que los datos obtenidos en ambos tipos de estudios presentan una variabilidad inherente que, en el caso de fallas poco activas (con tasas de deslizamiento bajas) puede ser muy importante. Es por tanto relativamente frecuente en los estudios de peligrosidad sísmica considerar un rango de valores posibles de *D*, así como la definición de varios modelos de segmentación.

En los análisis de la peligrosidad sísmica regional es muy poco común contar con datos de paleosismicidad de fallas. En estos casos la magnitud máxima se obtiene a través del empleo de relaciones empíricas entre la magnitud y diferentes parámetros de rotura (e.g.: área de rotura, longitud de rotura, desplazamiento cosísmico), medidos directamente en la falla después de la ocurrencia de un terremoto. Dentro de este tipo de trabajos, desarrollados desde finales de los años 50, destacan las regresiones obtenidas por Wells y Coppersmith (1994) con datos de todo el mundo y ampliamente referidas en la literatura. Es importante señalar que la estimación de magnitudes máximas a través de este tipo de regresiones está sujeta a la incertidumbre relacionada con la medida de los parámetros de rotura en campo, así como con la variabilidad intrínseca del fenómeno sísmico. En relación con el primer aspecto, algunos autores señalan que las magnitudes obtenidas a través de las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) pueden estar subestimadas cuando se emplean datos de campo de terremotos históricos con rotura superficial (Stirling et al., 2002). En relación con el segundo aspecto, existe un cuerpo creciente de observaciones que apuntan a que los terremotos grandes pueden seguir una relación diferente a los moderados, ya que éstos no romperían todo el espesor de la corteza sismogenética en la rotura sísmica (cf.: Stirling et al., 2002). Por otra parte, el trabajo de Anderson et al. (1996) sugiere que la de la magnitud máxima debe estar relacionada también con la tasa de deslizamiento de la falla. De este modo, la magnitud máxima sería mayor en una falla con menor tasa de deslizamiento en relación con otra de mayor tasa de deslizamiento e idénticos parámetros de rotura.

1.2.4.5. Estimación de la recurrencia de la magnitud máxima

Como se ha comentado anteriormente, la estimación de la recurrencia de terremotos máximos en base al catálogo sísmico presenta importantes dificultades, especialmente en zonas de sismicidad baja y moderada, donde la recurrencia de tales eventos generalmente supera la longitud temporal del catálogo. En este contexto, los datos proporcionados por los estudios de paleosismicidad de fallas, que normalmente permiten establecer un número mínimo de terremotos provocados por la falla y el intervalo temporal en que han acontecido, permiten realizar una estimación directa y objetiva de la recurrencia de las magnitudes máximas, aunque no exenta de incertidumbres. Dejando de lado las incertidumbres relacionadas con la toma de medidas y su representatividad, que pueden ser bastante grandes, la cuestión más importante radica en si es razonable asumir que estos terremotos se corresponden efectivamente con sismos máximos y si el intervalo medio de recurrencia entre ellos puede considerarse constante.

Respecto a la primera cuestión, en los análisis de la peligrosidad sísmica modernos existe bastante consenso en considerar que los segmentos de falla tienden a producir un terremoto máximo que define el inicio (o final) de un ciclo sísmico, y que el momento sísmico de este evento constituye la mayor parte de toda la energía liberada en el resto del ciclo sísmico por la ocurrencia de otros terremotos. Este modelo de comportamiento sísmico recibe el nombre de Modelo del Terremoto Característico y fue deducido paralelamente a partir de observaciones sobre la recurrencia de la sismicidad en zonas de subducción (Singh et al., 1983) y de los

resultados de estudios de paleosismicidad de fallas (Schwartz y Coppersmith, 1984). Trabajos posteriores han venido a confirmar la validez de este modelo en la mayor parte de las fallas estudiadas en ellos (e.g.: Wesnousky, 1994; Stirling et al., 1996).

La generalización del Modelo del Terremoto Característico a fallas cuya paleosismicidad no ha sido estudiada es práctica común en muchos análisis de la peligrosidad sísmica. Si bien esta práctica es justificable dado el actual estado del conocimiento, es importante tener en cuenta que las fallas en las que se ha observado el Modelo del Terremoto Característico son en su mayoría fallas de salto en dirección, de grandes dimensiones y complejidad estructural baja (con trazas superficiales fácilmente reconocibles por varias decenas de kilómetros) y con altas tasas de deslizamiento (por lo general de varios mm por año).

Respecto a la recurrencia de las magnitudes máximas, el Modelo del Terremoto Característico no implica necesariamente que el intervalo de recurrencia entre eventos característicos sea constante, como de hecho se ha observado en varios estudios (e.g.: Schwartz y Coppersmith, 1984). Ahora bien, en los cálculos de la peligrosidad sísmica es usual asumir un valor medio de recurrencia dentro de unos límites inferior y superior que caracterizan su incertidumbre. Asumiendo que los eventos característicos tienen una periodicidad media constante, el intervalo o periodo de recurrencia medio (PR) puede ser calculado a partir de (Wesnousky, 1986)

$$PR = \frac{M_o^e}{M_o^g} \qquad [1.13]$$

donde M_o^e es el momento sísmico del terremoto máximo y M_o^g es la tasa de acumulación de momento sísmico de la falla. De acuerdo con la definición de momento sísmico (ec. 1.11) y conociendo el salto cosísmico medio del terremoto máximo (D) y la tasa de deslizamiento de la falla (SR), se tiene que:

$$PR = D/SR \qquad [1.14]$$

El salto cosísmico medio puede estimarse directamente en estudios de paleosismicidad o a través de relaciones empíricas con otros parámetros de rotura (e.g.: Wells y Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2002). El periodo de recurrencia puede ser estimado también empíricamente a partir de la tasa de deslizamiento de la falla (Villamor y Berryman, 1999).

El periodo medio de recurrencia de terremotos característicos obtenido a través de la ec. [1.13] (Stirling et al., 1996), así como directamente de datos de paleosismicidad (Schwartz y Coppersmith, 1984), se desvía fuertemente de los que se podrían deducir de la extrapolación hacia las magnitudes altas del ajuste de Gutenberg-Richter, obtenido a partir de los terremotos instrumentales registrados en el entorno de la falla (**Fig. 1.4**). Así mismo se observa una falta de terremotos en el rango de las magnitudes moderadas. Ambos hechos son coherentes con el Modelo del Terremoto Característico, ya que la ocurrencia del terremoto máximo se produce a expensas de la no ocurrencia de terremotos de magnitudes moderadas. La distribución de terremotos en un gran área, que abarcase fallas activas de varios tamaños, quedaría definida por una relación de Gutenberg-Richter (Wesnousky, 1994).

En resumen, las implicaciones resultantes de admitir el Modelo del Terremoto Característico en un análisis de la peligrosidad sísmica son: 1) la ocurrencia de terremotos máximos tiene lugar en fallas (o segmentos) y la magnitud de éstos, en cada una de las fallas, presenta un valor fijo (o un pequeño rango de variación) y, 2) la recurrencia de las magnitudes máximas se desvía del ajuste exponencial de Gutenberg-Richter, y por tanto debe ser estimada por otros métodos.

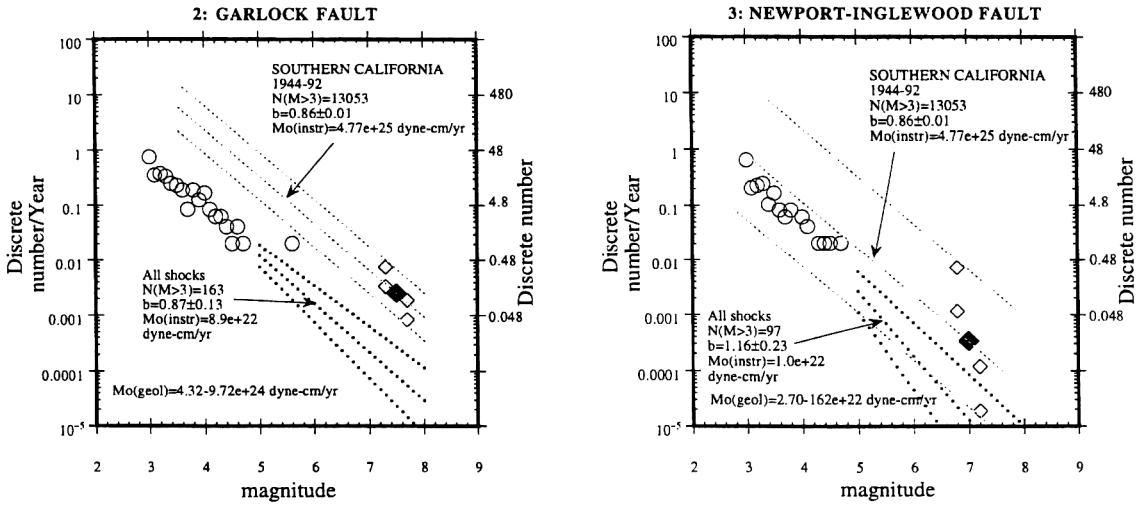


Figura 1.4. Distribución de la sismicidad registrada en el entorno de dos fallas del sur de California y comparación con la tasa anual de la magnitud máxima de la falla obtenida a partir de datos geológicos (tomado de Stirling et al., 1996). Los círculos representan la sismicidad instrumental y los rombos los datos geológicos considerando la incertidumbre en el tamaño del terremoto y su tasa anual. El rombo oscuro representa la estimación media. Las líneas punteadas oscuras representan el ajuste exponencial obtenido de los datos instrumentales registrados en el entorno de la falla y la línea clara el ajuste a los datos de la región donde está contenida la falla. Obsérvese como el ajuste de la sismicidad del entorno de la falla predice una tasa anual del terremoto máximo mucho menor que la estimación media que se obtiene de los datos geológicos.

Finalmente, en la literatura se han descrito otros comportamientos sísmicos, aparte del Modelo del Terremoto Característico, que son denominados como el Modelo del Tiempo Predecible (time-predictable) y Modelo del Deslizamiento Predecible (slip-predictable) (Shimazaki y Nakata, 1980; Thatcher, 1984) (**Fig. 1.5**). En ambos modelos no existe un único terremoto máximo. En el primero, conocido el salto cosísmico del último evento ocurrido en la falla se puede estimar el tiempo hasta la ocurrencia del siguiente; en el segundo, conocido el tiempo transcurrido desde el último evento se puede estimar el salto cosísmico del siguiente. Ambos modelos han sido empleados recientemente en algunos estudios de peligrosidad sísmica (cf. Wu et al., 1995).

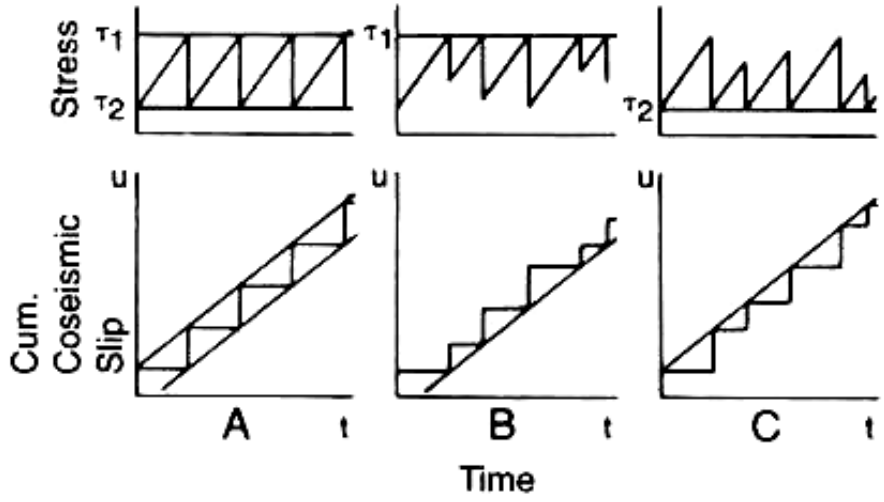


Figura 1.5. Modelos de comportamiento sísmico de fallas (tomado de McCalpin, 1996). A) Terremoto Característico (asumiendo una recurrencia perfecta), B) Tiempo Predecible, y D) Deslizamiento Predecible.

1.2.4.6. Modelización probabilista de la ocurrencia de la magnitud máxima

La recurrencia de las magnitudes máximas, de acuerdo con el Modelo del Terremoto Característico, debe estimarse de modo independiente al del resto de las magnitudes. De acuerdo con este modelo la distribución de frecuencias acumuladas de las magnitudes pequeñas-moderadas queda definida por una relación de Gutenberg-Richter hasta un determinado límite superior, a partir de la cual la frecuencia acumulada de la magnitud se distribuye uniforme hasta un límite superior impuesto por el tamaño del terremoto característico (Youngs y Coppersmith, 1985) (**Fig. 1.6**). En los análisis probabilistas de la peligrosidad sísmica la incertidumbre asociada al valor de la magnitud del evento característico se suele modelizar admitiendo que la magnitud máxima sigue una distribución normal de determinada desviación estándar. En este modelo general la ocurrencia de terremotos característicos sigue siendo poissoniana, independiente del tiempo.

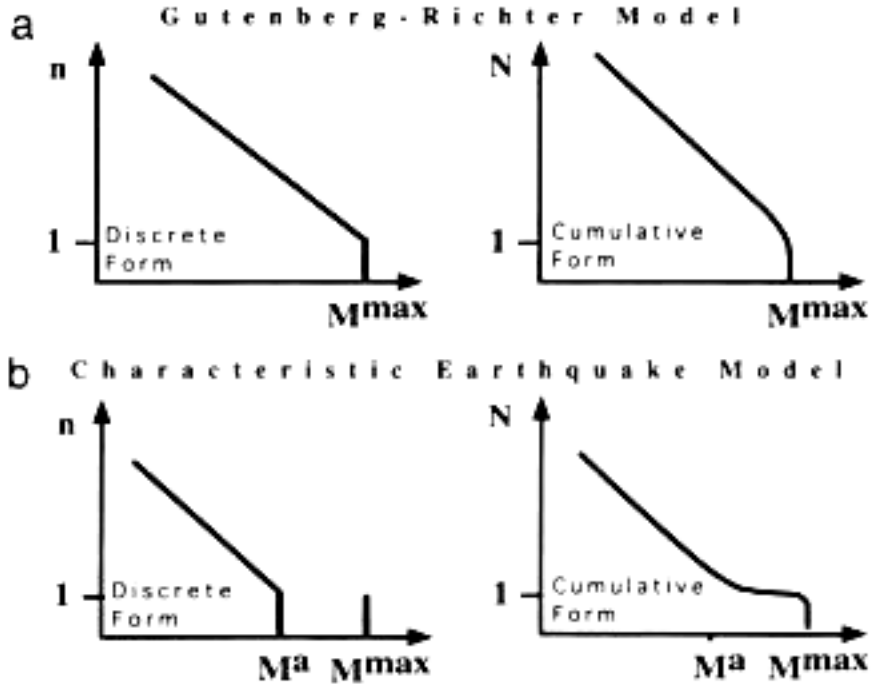


Figura 1.6. Comparación entre las distribuciones de frecuencia de la magnitud según el modelo exponencial de Gutenberg-Richter y el modelo del Terremoto Característico (tomado de Wesnousky, 1994).

Sin embargo, si se conoce el tiempo transcurrido desde la ocurrencia del último evento característico (t*) y se asume que el tiempo de recurrencia sigue una distribución de probabilidad conocida, entonces la probabilidad de ocurrencia en un intervalo de tiempo futuro (Δt) desde el tiempo presente (t_0) se puede expresar:

$$P_M(m, t_o, \Delta t \mid t^*) = \frac{\int_{to}^{to+\Delta t} f_T(t)\,dt}{1 - \int_{t^*}^{to} f_T(t)\,dt} \qquad [1.15]$$

donde f_T es la función de densidad de probabilidad del tiempo de recurrencia, asumiendo que ningún evento característico se ha producido en el intervalo (t^*,t_o). En la literatura se han considerado diversas distribuciones (Normal, lognormal, Weibull,...) (e.g. Wesnousky et al., 1984; WGCEP, 1988; Ordaz et al., 1989; Romeo y Pugliese, 2000). Para el caso de la distribución lognormal se tiene:

$$f_T(t) = \frac{1}{u\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[\frac{\mathrm{Ln}(u/\mu)}{\sqrt{2\sigma}}\right]^2 \qquad [1.16]$$

siendo *u* el tiempo transcurrido desde el último evento característico (t*) hasta la actualidad (t_o).

La consideración de que la ocurrencia futura de un evento característico está relacionada con el tiempo transcurrido desde la ocurrencia del último recibe el nombre de proceso de renovación (renewal). Este tipo de proceso, aplicado a fallas concretas donde se modeliza la ocurrencia de las magnitudes características, junto con la consideración de zonas sismogenéticas de acuerdo con el Método Poissoniano clásico, ha dado lugar a una nueva generación de métodos de cálculo de la peligrosidad denominados en general Métodos Híbridos (Wu et al., 1995) (**Fig. 1.7**). De acuerdo con este método la probabilidad de excedencia de determinado nivel de un parámetro del movimiento del suelo (*a*), en un tiempo *t* (ec. 1.1) queda determinada por la suma de las correspondientes tasas de excedencia resultantes de las zonas sismogenéticas de ocurrencia poissoniana (λ_a^P) (ec. 1.6) y de las fallas con terremotos característicos (λ_a^C):

$$P(A < a, t) = 1 - \exp\left(-\Delta t\,(\lambda_a^P + \lambda_a^C)\right) \approx \Delta t\,(\lambda_a^P + \lambda_a^C) \qquad [1.17]$$

Para el caso de una falla con terremoto máximo m_C:

$$\lambda_a^C = \frac{1}{\Delta t} P_M(m_C, t_o, \Delta t \mid t^*) \int P(A < a \mid r)\, f_R\, dr \qquad [1.18]$$

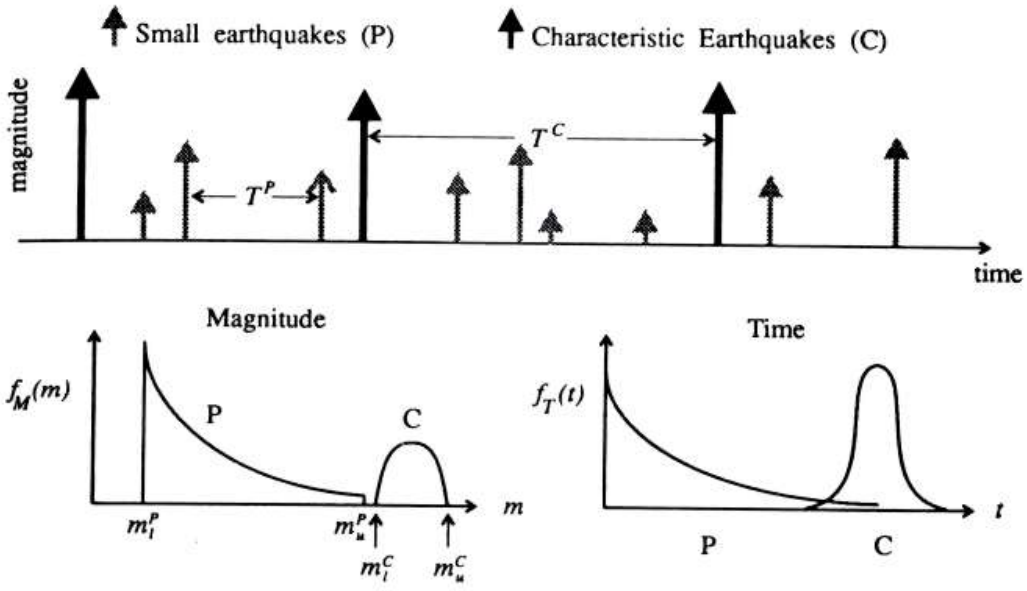


Figura 1.7. Parte superior: representación esquemática de la recurrencia temporal de la sismicidad regida por un modelo poissoniano (P) y la del terremoto característico (C). Parte inferior izquierda: función de densidad de la magnitud de la sismicidad de ocurrencia poissoniana y del terremoto característico; derecha: función de densidad del tiempo entre eventos de ocurrencia poissoniana y del terremoto característico. En los métodos híbridos la ocurrencia de terremotos de magnitud inferior a la del terremoto característico sigue un modelo de Poisson y presenta una distribución exponencial de la magnitud. Por el contrario, la ocurrencia del terremoto característico se rige por un proceso de renovación y su magnitud queda definida en un estrecho rango de valores posibles (tomado de Wu et al., 1995).

Finalmente, existen en la literatura otros métodos para calcular la peligrosidad basados en los modelos del Tiempo y Deslizamiento Predecible (cf. Wu et al., 1995). Por otra parte, a partir de la teoría de transferencia de esfuerzos se han desarrollado

trabajos que, entre otros aspectos, relacionan el tiempo al siguiente terremoto máximo con el incremento o decremento de los esfuerzos en la falla debido a la ocurrencia previa de grandes terremotos en fallas cercanas (e.g. Stein et al., 1997; Toda et al., 1998).

1.2.5. Función de atenuación del movimiento del suelo

La función de atenuación describe el decaimiento del movimiento del suelo con la distancia dada la ocurrencia de un terremoto de determinada magnitud. El movimiento del suelo es de tipo vibratorio sumamente complejo, con componentes rotacionales y traslacionales en las tres direcciones del espacio, y abarca además un amplio rango de frecuencias. Su caracterización desde el punto de vista ingenieril se realiza a partir de sus tres propiedades fundamentales: amplitud, contenido frecuencial y duración. Todas ellas se calculan a partir de la información registrada en los acelerógrafos, que tras un proceso de filtrado de ruido y de corrección, permite obtener el acelerograma, el registro temporal en términos de aceleración que ha experimentado el terreno.

Las funciones de atenuación más empleadas en los análisis de peligrosidad sísmica expresan el movimiento del suelo en términos de aceleración máxima (o pico). Estas funciones se obtienen a partir del ajuste estadístico de los valores máximos de aceleración registrados en un número de acelerógrafos en función de la distancia y magnitud de diferentes terremotos (**Fig. 1.8**).

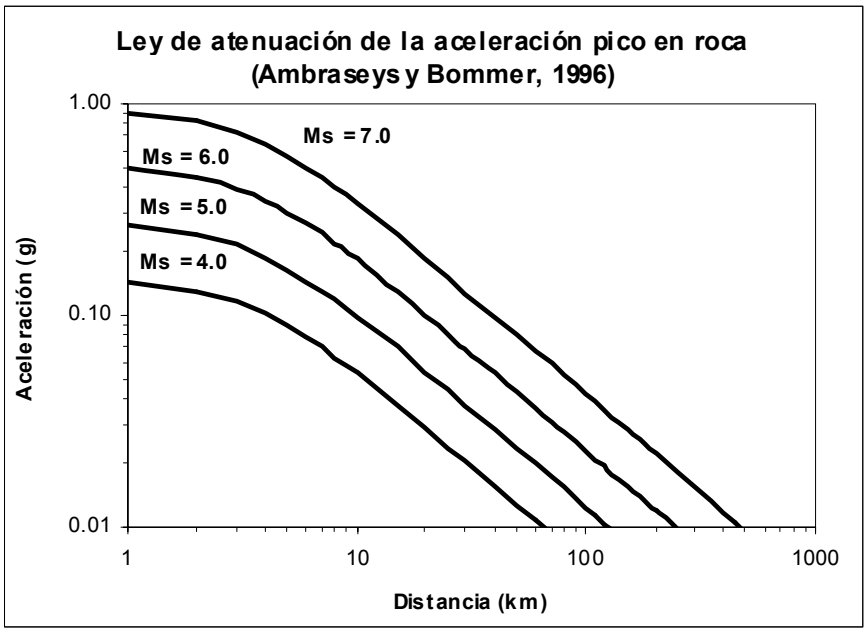


Figura 1.8. Ejemplo de una función de atenuación de la aceleración máxima horizontal con la distancia para cuatro valores de magnitud diferente.

La obtención de la función de atenuación parte en primer lugar de la asunción de un modelo físico de propagación ondas. Este modelo determina generalmente una forma de la función de atenuación del tipo:

$$\mathrm{Ln}(A) = C_1 + C_2\, M - C_3\, \mathrm{Ln}\,(R) - C_4\, R \pm \sigma \qquad [1.11]$$

donde *A* es la predicción del valor esperado de aceleración máxima dada la ocurrencia de un terremoto de magnitud *M* a distancia *R*. Los factores *C* representan constantes del ajuste estadístico. En relación con el modelo físico asumido C_3 representaría además la atenuación

geométrica, debida al crecimiento del frente de ondas con la distancia desde la fuente, y C_4 la atenuación anelástica, debida a la absorción de energía durante la propagación a través del medio; σ representa la medida de la desviación de la predicción, especificamente la desviación estándar del *Ln(A)*.

La probabilidad de que un determinado valor de aceleración (a) sea superado dada la ocurrencia de un terremoto de magnitud m a distancia r, (cf. ec. 1.5) puede calcularse así:

$$P(A > a \mid m, r) = \Phi^* \left(\frac{Ln(a) - Ln(A)}{\sigma_{Ln(a)}} \right) \qquad [1.12]$$

donde Φ* es la función de distribución acumulada complementaria normal ($1-F_A$), *Ln(a)* es el logaritmo neperiano del determinado valor de aceleración, *Ln(A)* es el valor obtenido de la ec. [1.11] y $\sigma_{Ln(a)}$ la desviación estándar.

Las funciones de atenuación obtenidas a partir de importantes bancos de datos y registros de calidad permiten además considerar la atenuación con la distancia de otras propiedades del movimiento del terreno, como la amplificación del movimiento por efecto de las características geotécnicas del tipo de suelo, ya sea en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento, así como la variación de la amplitud con respecto a las diferentes frecuencias de vibración de un oscilador de un grado de libertad.

La obtención de la función de atenuación está sujeta a diversas incertidumbres. De modo general estas incertidumbres pueden clasificarse en aquellas relacionadas con: 1) el registro de los datos en los acelerógrafos, así como con los procesos de filtrado y corrección a los que son sometidos los acelerogramas; 2) la forma de la función y el método empleado en la regresión; 3) las variables independientes involucradas en la ecuación (magnitud, distancia y tipo de suelo); y 4) la incertidumbre estadística de la predicción, representada por el error o desviación estándar de la predicción. Estas dos últimas fuentes de incertidumbre presentan una estrecha relación con los elementos del análisis de la peligrosidad sísmica explicados en los apartados anteriores y se desarrollan a continuación con detalle.

El valor de la magnitud de un terremoto no es un número exacto, sino que representa, por lo general, el promedio de varias medidas realizadas en diferentes estaciones sismológicas, siendo muy frecuente que presente desviaciones del orden de 0,2 unidades. Por otra parte, es relativamente frecuente que sea necesario homogeneizar los valores de magnitud a una misma escala, ya sea para poder considerar un banco de datos mayor en el ajuste como para poder considerar la homogeneidad de la variable aleatoria magnitud en el cálculo probabilístico de la peligrosidad sísmica. Estas transformaciones se realizan empleando relaciones empíricas que aportan una nueva fuente de incertidumbre al valor predicho del parámetro del movimiento del suelo.

La variable distancia presenta diferentes definiciones en las ecuaciones de la función de atenuación. En la literatura se consideran al menos los siguientes tres tipos de distancia: distancia hipocentral, distancia epicentral y distancia a la fuente sismogenética. En los dos primeros casos la variable distancia está sujeta a los errores propios del proceso de localización espacial de los terremotos, que puede ser del orden de varios kilómetros, especialmente en el cálculo de la distancia hipocentral. La localización de terremotos grandes presenta por lo general una mayor precisión, si bien existe el problema de considerar cual es la distancia más representativa en la propagación de las ondas sísmicas respecto del acelerógrafo. Este fenómeno es especialmente importante en terremotos grandes producidos por fallas que rompen en la superficie a lo largo de varios kilómetros o decenas de kilómetros. En relación con este tipo de terremotos la distancia se suele definir como la distancia a la fuente sismogenética, o más específicamente, al plano de falla que ha roto. Por ejemplo, en la relación de atenuación de Ambraseys et al. (1996), una de las más usadas en Europa, la distancia se define como la

"distancia mínima a la proyección en superficie de la falla". Para terremotos de magnitudes bajas y moderadas que no rompen en superficie, o aquellos en los que se desconoce su relación con la falla causante, se emplea la distancia epicentral.

La dificultad de determinar una distancia única representativa de un terremoto en relación con una estación de registro es una de las causas de la variabilidad observada en los bancos de datos acelerométricos. Así mismo, las diversas definiciones de distancia dan lugar a importantes variaciones en los valores obtenidos en funciones de atenuación ajustadas por diferentes autores. En los análisis de la peligrosidad sísmica la definición de la distancia en la función de atenuación debe ser coherente con los parámetros de modelización espacial de las fuentes sismogenéticas, así como con la variable aleatoria distancia en el cálculo probabilístico.

El tipo de suelo, o de modo más específico la rigidez del medio, sobre el que se sitúa un acelerógrafo, representa el factor más influyente en la medida del movimiento del terreno. De este modo las funciones de atenuación se obtienen para muestras de datos diferentes, en función de una clasificación general que normalmente emplea como parámetro clasificador la velocidad de las ondas de corte. Sin embargo, aunque la actual adquisición de datos acelerométricos tiene en cuenta estas condiciones, la mayoría de los bancos de datos empleados en los ajustes de regresión adolecen de una falta de homogeneidad en la medida de la rigidez del terreno. Este hecho puede ser el factor más influyente en la medida de la variabilidad de la predicción del movimiento del suelo (Douglas y Smit, 2001). Recientemente se ha evidenciado también la importante influencia que ejerce el tipo de mecanismo de rotura del terremoto (e.g.: Bommer et al., 2003).

Las fuentes de incertidumbre comentadas anteriormente quedan en parte reflejadas en el valor de la desviación estándar asociada a la predicción. El valor de esta desviación ejerce un importantísimo control sobre el resultado final de un análisis de la peligrosidad sísmica, ya que determina la probabilidad de excedencia de determinado nivel del movimiento del suelo (ec. 1.5). La mayoría de las funciones de atenuación presentan unos valores de desviación estándar del logaritmo de la aceleración entre 1,5 y 2,5 (Douglas y Smit, 2001). Estos autores consideran este rango como la mínima desviación que es posible obtener a partir de los bancos de datos existentes, y que la disminución futura de la desviación sólo podrá tener lugar considerando un mayor número de variables independientes en la regresión.

1.2.5.1. Elección de la función de atenuación

Actualmente existen en la literatura numerosas funciones de atenuación obtenidas con diversos métodos y datos de diferentes regiones del mundo (cf. Douglas, 2003). La elección de qué ecuación emplear en un análisis de peligrosidad sísmica constituye una decisión clave que determinará de modo muy importante los resultados. La función de atenuación es el elemento que más influencia ejerce en los resultados de un análisis de peligrosidad sísmica.

En regiones de sismicidad baja, o en general en aquellas zonas donde aún no existe un banco representativo de datos, especialmente de terremotos de magnitudes grandes, se suelen adoptar funciones de atenuación obtenidas en otras regiones. Así mismo, en regiones con un número importante de terremotos históricos también se emplean funciones de atenuación en términos de intensidad macrosísmica obtenidas a partir de mapas de isosistas. Posteriormente, los resultados del cálculo de peligrosidad son transformados a valores de aceleración empleando relaciones empíricas obtenidas al efecto (e.g.: Trifunac y Brady, 1975; Schenk et al., 1990). En España esta última opción ha sido la más empleada merced al extenso catálogo de mapas de isosistas existente (Mezcua, 1982), que ha permitido la elaboración de funciones de atenuación por numerosos autores (e.g.: Martín, 1983; López Casado et al, 2000). Sin embargo, el empleo de funciones de atenuación en términos de intensidad macrosísmica conlleva finalmente la transformación empírica de los resultados del análisis de peligrosidad sísmica a

parámetros de significación ingenieril. Este ha sido el método adoptado en los análisis de peligrosidad sísmica llevados a cabo en España para la actualización de las dos últimas normas sismorresistentes (NCSE-94 y NCSR-02). Por otra parte, a partir de los datos registrados por la Red Acelerográfica Nacional (RAN) también se han podido obtener varias funciones de atenuación. Sin embargo, debido a la falta de registros de terremotos grandes –la RAN empieza a ser operativa aproximadamente a partir de 1989 (Carreño et al., 1999)– estas relaciones tienen una representatividad muy limitada (Martín et al., 1996).

De lo anteriormente expuesto surge la cuestión de si es más correcto emplear una función de atenuación macrosísmica, obtenida de mapas de isosistas de terremotos locales o, por el contrario, emplear una función de atenuación obtenida de registros acelerométricos de otras regiones. Esta decisión dependerá del tipo de resultado que se desee obtener del análisis de peligrosidad sísmica. Si éste ha de ser en términos de parámetros del movimiento del suelo con aplicación ingenieril se deberá seleccionar de la literatura una función de atenuación obtenida en estos términos y para una región que comparta el mayor número de similitudes sismotectónicas con la región objeto de estudio. Dadas las importantes incertidumbres asociadas a la predicción del movimiento del suelo se puede asumir razonablemente que la variación en los valores predichos por dicha función de atenuación, en relación con los reales que se obtendrían hipotéticamente de emplear un función de atenuación local, entra dentro de la propia incertidumbre asociada a la estimación.

Finalmente, es importante considerar que las funciones de atenuación macrosísmicas no sólo presentan una incertidumbre estadística comparable con las funciones de atenuación de parámetros del movimiento del suelo, sino que llevan añadida la incertidumbre inherente a la estimación del valor de la intensidad, especialmente en el caso de los terremotos históricos. Además, la transformación de intensidades a parámetros sísmicos ingenieriles a través de relaciones empíricas presenta el problema añadido de la fuerte variabilidad que presentan estas relaciones tanto en relación con los datos del ajuste como entre las obtenidas por diferentes autores.

1.2.6. Tratamiento e incorporación de las incertidumbres al cálculo

A lo largo de los anteriores apartados se han ido discutiendo las diferentes incertidumbres que presenta tanto la estimación de los datos de entrada en el cálculo de la peligrosidad como las hipótesis adoptadas en el método de cálculo. En este apartado se exponen las técnicas más comunes empleadas en la literatura para el tratamiento e incorporación de las incertidumbres en un análisis de la peligrosidad sísmica.

Los tipos de incertidumbre que pueden presentarse en el desarrollo de cualquiera de los elementos que componen un análisis de la peligrosidad sísmica pueden clasificarse en dos grupos fundamentales: incertidumbres inherentes o epistemológicas, e incertidumbres estadísticas. La incertidumbre inherente esta asociada con la variabilidad natural existente en cualquier proceso de la naturaleza o, en otras palabras, con la proximidad entre el modelo físico adoptado y la realidad observada. La reducción de la incertidumbre natural solo puede tener lugar con la elaboración de nuevos modelos físicos que reproduzcan mejor el fenómeno estudiado. La incertidumbre estadística es la asociada a la estimación de los parámetros que componen el modelo físico. Su reducción tiene lugar considerando muestras mayores de datos, mejorando la calidad de éstos, empleando mejores métodos de ajuste, etc. Ambos tipos de incertidumbres se encuentran en realidad interrelacionadas, puesto que la elaboración de un modelo físico se basa en el cuerpo de observaciones disponible sobre el fenómeno, y del mismo modo, la obtención de nuevas observaciones viene guiada por el interés en validar o mejorar el modelo.

Las fuentes de incertidumbres presentes en un análisis de la peligrosidad sísmica, concretamente en el caso del Método Poissoniano Zonificado, pueden clasificarse en aquellas derivadas de: 1) Aceptación de un Modelo de ocurrencia de terremotos poissoniano, 2) Definición espacial de las fuentes sismogenéticas, 3) Estimación de los parámetros sísmicos en cada fuente, 4) Obtención, o elección, de la función de atenuación a emplear.

Como se ha comentado en los apartados 1.2.2 y 1.2.4.1, el empleo de un modelo poissoniano de ocurrencia de terremotos puede considerarse suficientemente ajustado al fenómeno real, para los fines de una evaluación de la peligrosidad sísmica, siempre que: 1) se considere un catálogo de terremotos procedente de un conjunto de varias fuentes sismogenéticas de donde se eliminen agrupaciones temporales y espaciales de eventos (usualmente precursores y réplicas de sismos principales) y, 2) se calcule la probabilidad para periodos de tiempo pequeños, típicos de la vida útil de las obras de ingeniería. Así mismo la validez de ambas condiciones esta sujeta a que no exista, o no se pueda reconocer, una estructura tectónica singular que presente una ocurrencia de terremotos característicos y, en caso afirmativo, a que el tiempo transcurrido desde el último evento característico no sea mayor que su tiempo medio de recurrencia.

La identificación de fuentes sismogenéticas y su modelización espacial en áreas, volúmenes o líneas, presenta importantes dificultades, especialmente en regiones de sismicidad baja o moderada (cf. . 1.2.3.2). Estas dificultades son abordadas de modo diferente por distintos analistas dando lugar a la creación de modelos espaciales de fuentes sismogenéticas muy diferentes para una misma región. En relación con este problema a mediados de los años 80 se desarrolló en EE.UU. una técnica denominada Juicio de Expertos (cf. Krinitzsky, 1993b y 1998). Varios grupos independientes de expertos, partiendo de los mismos datos, establecieron según su propio criterio, zonaciones sismogenéticas del centro y este de los EE.UU. El resultado del proyecto dio lugar a modelos de zonas muy diferentes e incluso incompatibles entre ellas mismas. En este caso la incertidumbre no disminuyó sino que aumentó.

La estimación de los parámetros que caracterizan el potencial sismogenerador de cada fuente sismogenética presenta así mismo importantes incertidumbres (cf. . 1.2.4). De modo similar al caso de la identificación de zonas sismogenéticas, el valor de los parámetros sísmicos calculado por distintos analistas puede variar mucho, aún considerando exactamente la mismas zonas sismogenéticas. Posiblemente el método más antiguo de incorporar esta incertidumbre en un estudio de peligrosidad sísmica es la aplicación del Teorema de Bayes (Esteva, 1976). Este método estadístico considera que los valores de los parámetros sísmicos (e.g.: la tasa de ocurrencia, el parámetro beta, la magnitud máxima) son variables aleatorias cuya estimación está asociada a una probabilidad que depende de una hipótesis inicial aceptada como verdadera, como por ejemplo el tamaño de la muestra empleado, el intervalo de tiempo que se considere completo, un modelo de zonas sismogenéticas concretas, etc. Este método presenta la dificultad de establecer la hipótesis inicial, cuyos términos pueden variar mucho de un analista a otro. Precisamente, con objeto de evitar la subjetividad impuesta por un solo analista, el Juicio de Expertos también fue usado en este caso. Sin embargo, si el grupo de analistas no contempla del mismo modo y con el mismo rigor la información contenida en el catálogo sísmico y las observaciones disponibles de estudios geológicos de fallas, no será posible consensuar razonablemente un modelo completo de fuentes sismogenéticas.

La necesidad de tener que establecer un modelo espacial de zonas sismogenéticas, así como de estimar unos parámetros sísmicos constantes en cada zona, puede eliminarse en parte si se consideran técnicas de suavizado espacial de la sismicidad (Woo, 1996; Frankel, 1995). En esta técnica la tasa de ocurrencia de terremotos se calcula para cada nodo de una retícula que cubra el área de estudio y posteriormente se interpola espacialmente sobre toda la región empleando una función de suavizado. Esta técnica se ha usado para realizar el análisis de la peligrosidad sísmica oficial en varios países (e.g.: Frankel, 2000; Lapjane, 1997). Si bien

representa una reducción de la incertidumbre en el trazado de los límites de las zonas sismogenéticas, otras incertidumbres, como la estimación y localización de las magnitudes máximas, no quedan resueltas, y dan lugar a la necesidad de considerar varios modelos en el cálculo de la peligrosidad sísmica.

La obtención de una función de atenuación también presenta una importante incertidumbre asociada, especialmente en relación con la influencia determinante que ejerce el fenómeno de amplificación del suelo y su adecuada consideración en el ajuste estadístico. Sin embargo, en regiones con escasos registros acelerométricos, el problema radica en la elección de la función de atenuación a emplear en el estudio de peligrosidad en cuestión (cf. . 1.2.5.1), puesto que la función de atenuación es el elemento que mayor influencia ejerce en los resultados. En relación con este problema también se ha empleado la técnica del Juicio de Expertos. La aplicación consecutiva del Juicio de Expertos en cada uno de los elementos de un análisis de la peligrosidad sísmica permite obtener finalmente una distribución de probabilidad de los resultados de peligrosidad.

Una técnica alternativa al Juicio de Expertos, y mucho menos costosa, es la construcción de Árboles Lógicos. La construcción de un Árbol Lógico parte de la consideración, en cada elemento del análisis de la peligrosidad sísmica, de las diferentes alternativas posibles (**Fig. 1.9**). De este modo, por ejemplo, se puede considerar como alternativas el uso de una u otra función de atenuación, un valor u otro de magnitud máxima, etc. Esta técnica permite entonces organizar de modo efectivo las fuentes de incertidumbres que afectarán finalmente al resultado obtenido y estudiar la sensibilidad de éste en relación con las opciones consideradas.

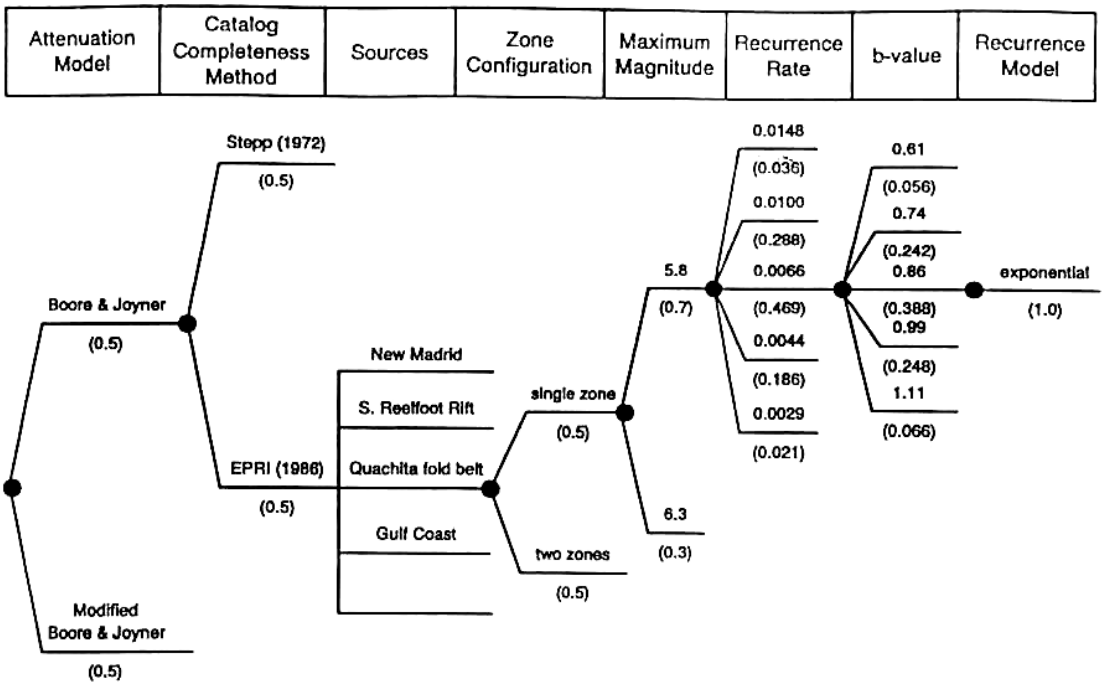


Figura 1.9. Ilustración del uso de la técnica del Árbol Lógico en un análisis de la peligrosidad sísmica (tomado de Krinitzsky, 1998). Nótese los diferentes pesos asignados por el analista en cada rama de decisión.

El Árbol Lógico también puede usarse para determinar una población de resultados posibles, cuyo tamaño será función del número de alternativas o ramas de decisión contempladas. En este caso, el analista debe otorgar un peso relativo a cada rama de decisión. Esta técnica presenta por tanto el problema de que de nuevo entra en juego la posible subjetividad del experto que realiza la ponderación y, por otra parte, la necesidad de tener que establecer finalmente un único resultado. Éste puede ser por ejemplo, la media de la población

de resultados con determinada desviación estándar. Sin embargo, este resultado no tiene por qué representar una mejor estimación de la peligrosidad sísmica. El empleo abusivo de numerosas ramas, con objeto de considerar el mayor número de incertidumbres, conduce finalmente a un resultado del cual no se controla realmente su origen (cf. Krinitzsky, 1995). Este mismo problema se presenta cuando se emplea la técnica de Montecarlo. Esta técnica permite considerar variaciones continuas y aleatorias en los valores de los parámetros (e.g.: el valor de la magnitud máxima, el parámetro beta), a diferencia del árbol lógico donde sólo se pueden considerar variaciones discretas y determinadas por el analista. En este caso el resultado final se obtiene por estabilización de su valor tras realizar el cálculo un número suficientemente grande de veces (e.g.: 500).

En resumen, puede decirse que las técnicas de tratamiento de la incertidumbre aquí expuestas tienen una efectividad limitada en la reducción de la incertidumbre de los resultados de un análisis de la peligrosidad sísmica. Sin embargo, algunas de ellas pueden ser muy útiles para identificar las principales fuentes de incertidumbre y realizar análisis de sensibilidad. En términos generales se puede deducir que cuanto mayor sea el conocimiento sismológico, tectónico y paleosísmico de una región, menor será la dispersión de opiniones de los analistas y mayor consenso existirá sobre los resultados de un análisis de la peligrosidad sísmica. Aun así, la mejora continua de las bases de datos sísmicos, la ocurrencia de nuevos grandes terremotos, y la elaboración de nuevos modelos del fenómeno sísmico, convierten de antemano los resultados de cualquier estudio de peligrosidad sísmica en provisionales.

1.2.7. Expresión de los resultados

El resultado más elemental de un análisis probabilístico de la peligrosidad sísmica, independientemente del método empleado en el cálculo, es la curva de peligrosidad, o en otras palabras, la relación estimada entre los valores de determinado parámetro de movimiento del suelo y su probabilidad de excedencia. En estudios regionales éste resultado se expresa en forma de mapas de isolíneas del valor del parámetro para una probabilidad de excedencia constante. El resultado de un estudio de peligrosidad depende entonces de: 1) el nivel de probabilidad de excedencia adoptado en los cálculos (nivel de riesgo s.l.) y, 2) el parámetro del movimiento del suelo considerado en la función de atenuación (aceleración, velocidad o desplazamiento), y su forma de representación (valores máximos, espectrales).

La definición de los niveles de riesgo más adecuados para expresar la peligrosidad es un tema que depende fundamentalmente de la administración o del propietario de la obra en cuestión. En estructuras no críticas, como la edificación convencional por ejemplo, se suelen admitir los siguientes niveles de riesgo expresados en función del periodo de retorno (Hamburguer et al., 1995): 75, 225, 500 y 1000 años. Cada uno de ellos estaría idealmente relacionado con los tipos de daños que se observarían después del terremoto en una estructura habitacional adecuadamente diseñada, a saber: ningún daño o superficiales, algunos daños pero no estructurales (75), daños estructurales reparables en algunos casos (225) y, daños irreparables pero sin llegar al colapso (500). Como se puede deducir, la seguridad de las personas quedaría garantizada hasta el periodo de retorno de 1000 años y la funcionalidad de la estructura hasta el de 225 años.

Otra manera habitual de expresar los niveles de riesgo es hacerlo en relación con la probabilidad de excedencia durante el periodo de vida funcional de la estructura. Dicho periodo puede definirse como el intervalo de tiempo durante el cual se espera que la estructura funcione perfectamente sin que sea necesario llevar a cabo obras de rehabilitación de envergadura. La probabilidad de excedencia normalmente adoptada es del 10%. Con esta probabilidad y considerando periodos de vida funcional típicos de la ingeniería (cf. ec. 1.4) resultan las relaciones mostradas en la **Tabla 1.1**.

Probabilidad de excedencia del 10% en t años	
Periodo de vida funcional (t)	Periodo de Retorno (años)
10	95 *(≈100)*
25	238 *(≈250)*
50	475 *(≈500)*
100	950 *(≈1000)*

Tabla 1.1. Relación entre el periodo de retorno y el periodo temporal de vida funcional de una estructura para una probabilidad de excedencia del 10%.

La mayoría de las normas sismorresistentes modernas europeas establecen el nivel de riesgo de una estructura habitacional en base a una vida funcional de 50 años, es decir, se asume un periodo de retorno de aproximadamente 500 años, que en caso de que la estructura haya sido adecuadamente diseñada y construida, debería salvaguardar la vida de los ocupantes y reducir las pérdidas económicas por reparación (García-Mayordomo et al., 2004). Para estructuras de mayor importancia social (colegios, parques de bomberos, hospitales) se emplea una vida útil mayor (e.g.: 100 años en la NCSE-94). Los niveles de riesgo para estructuras críticas (e.g.: centrales nucleares, presas, etc), cuya destrucción pudiera producir daños más allá de la inmediata vecindad de la estructura, contemplan periodos de retorno mayores y especificaciones de diseño especiales.

El segundo elemento que establece el resultado de un análisis de la peligrosidad sísmica es el tipo de parámetro del movimiento del suelo empleado y su forma de representación. El parámetro más ampliamente utilizado en todo el mundo es la aceleración máxima (o pico). En la mayoría de las funciones de atenuación ésta se define como el valor máximo registrado en los acelerogramas de componente horizontal. En regiones de sismicidad baja o moderada, donde puede parecer más apropiado realizar el análisis de la peligrosidad sísmica en términos de Intensidad en vez de Magnitud, el resultado es obviamente en intensidades macrosísmicas, que son transformadas a aceleración del terreno (u otro parámetro) mediante relaciones empíricas, para su posterior consideración en el diseño antisísmico. Este es el caso de España donde, si bien la norma sismorresistente provee valores de aceleración, el cálculo de peligrosidad se ha hecho en términos de Intensidad.

Sin embargo, la experiencia acumulada en el campo del diseño antisísmico señala que la aceleración pico no es siempre directamente proporcional al nivel de daños observados y, por tanto, puede no ser representativa de los niveles de riesgo que se quieren asumir. De modo resumido puede decirse que los daños producidos por un terremoto dependerán del tipo de estructura (fundamentalmente la altura), la rigidez del terreno donde se cimenta, y del contenido frecuencial del movimiento sísmico. De este modo, se ha establecido como herramienta principal del diseño antisísmico el espectro de respuesta, que representa la variación del valor máximo de un parámetro del movimiento (generalmente la aceleración) para diferentes frecuencias de vibración de un oscilador simple de un grado de libertad (**Fig. 1.10**).

Idealmente el espectro de respuesta se obtiene partiendo de un acelerograma representativo de la historia temporal en aceleraciones en el emplazamiento que produciría un determinado terremoto asociado a un nivel de riesgo especificado (terremoto de diseño). Sin embargo, dado que en muchas regiones de sismicidad moderada aún no existe un cuerpo suficientemente extenso y representativo de registros acelerométricos, es necesario emplear otros métodos indirectos (cf. Benito y Cabañas, 1999). En el caso de las normas sismorresistentes, por ejemplo, es frecuente emplear el valor de aceleración pico para un periodo de retorno de 500 años como el valor espectral para frecuencia cero y, escalar el resto del espectro mediante expresiones matemáticas sencillas que reproducen envolventes típicas de espectros de respuesta reales (e.g.: NCSR-03, Eurocódigo-8) (cf. fig. 1.10). Este procedimiento

asume que los valores de aceleración espectral son representativos del mismo periodo de retorno que la aceleración pico. Sin embargo, se conoce que la aceleración pico y la aceleración espectral presentan diferente atenuación con la distancia y el tipo de suelo dada la ocurrencia de un mismo terremoto. Resulta finalmente que empleando este tipo de espectros de respuesta se desconoce en verdad para qué nivel de riesgo se está diseñando.

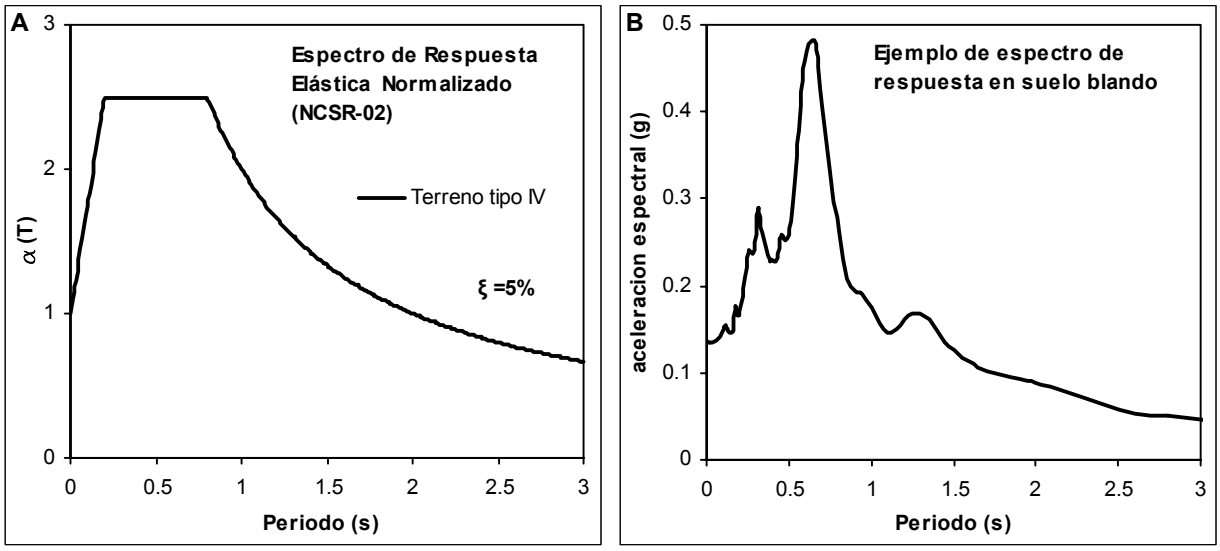


Figura 1.10. A) Espectro de respuesta normalizado de la vigente norma de construcción sismorresistente española (NCSR-02) para un suelo muy blando (Tipo IV). B) Espectro de respuesta en un emplazamiento de suelo blando determinado a través de un acelerograma real.

Con el fuerte incremento y mejora de calidad de las bases de datos acelerométricos se han podido obtener en los últimos años funciones de atenuación en términos espectrales y para diferentes tipos de suelos (e.g.: Ambraseys et al., 1996), con lo que el problema anteriormente expuesto quedaría resuelto. Empleando este tipo de funciones en un análisis de la peligrosidad sísmica regional se pueden obtener mapas de isoaceleración para diferentes ordenadas espectrales así como construir espectros de probabilidad uniforme para emplazamientos (**Fig. 1.11**).

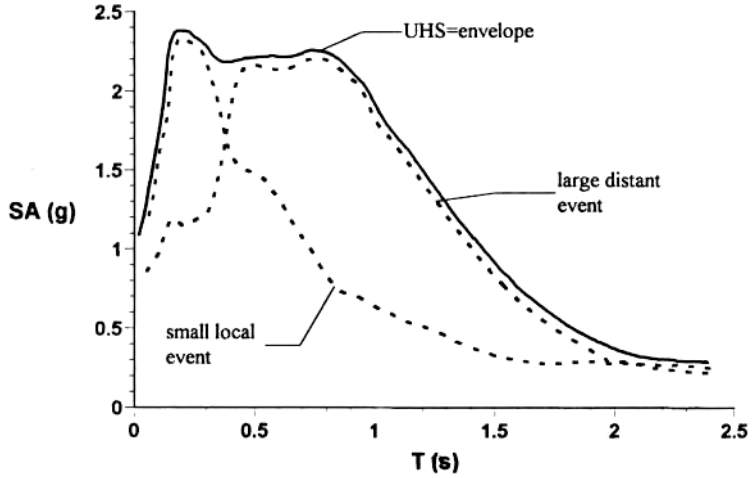


Figura 1.11. Concepto de espectro de respuesta de probabilidad uniforme (UHS) (tomado de Bommer et al., 2000 después de Reiter, 1990). Obsérvese la diferente forma que presenta el espectro de respuesta de un terremoto pequeño registrado cerca del epicentro con la de uno de mayor magnitud registrado a gran distancia.

Finalmente, algunos estudios de peligrosidad sísmica presentan como resultado la definición de terremotos de diseño que permiten elaborar escenarios previsibles de daños en emplazamientos concretos. El terremoto de diseño se obtiene generalmente a partir de la descomposición (de-aggregation) en pares magnitud-distancia de la tasa anual media de excedencia de un cierto parámetro del movimiento del suelo calculada para un determinado emplazamiento clave. De este modo se pueden identificar dentro del espacio magnitud-distancia aquellos pares que controlan el mayor aporte de tasa de excedencia en un determinado emplazamiento (**Fig. 1.12**). A partir de esta información se puede seleccionar de un catálogo de acelerogramas reales aquellos que cumplan el requisito de magnitud-distancia impuesto. Esta técnica ha sido también empleada en estudios regionales de peligrosidad sísmica, donde el resultado más importante es la cartografía de los valores de distancia y de magnitud asociados a determinado periodo de retorno (Bommer et al., 2000).

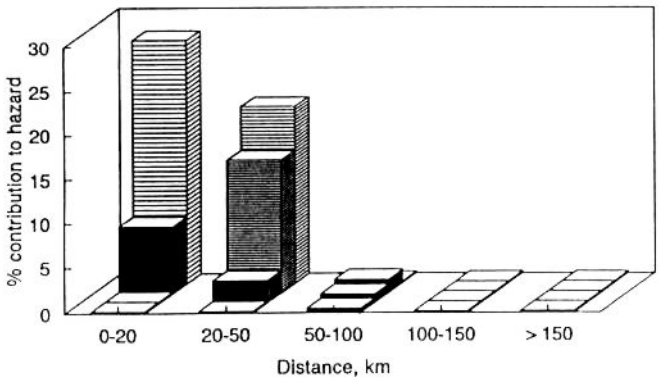


Figura 1.12. Descomposición de la peligrosidad sísmica en pares magnitud-distancia para un determinado emplazamiento (tomado de Krinitzsky, 1998). Los bloques en cada rango de distancia representan los rangos magnitud de valor 5,0-5,5, 5,5-6,0, 6,0-6,5 y >6,5.

Sin embargo, la definición de terremotos de diseño a través de técnicas de descomposición presenta importantes problemas. En primer lugar se hace necesario obviar la inconsistencia matemática que resulta de obtener el valor de la variable dependiente de la función de atenuación (e.g.: aceleración) a partir de las variables independientes (e.g.: magnitud y distancia). En segundo lugar, dado que el cálculo de la tasa de excedencia anual en un determinado emplazamiento resulta de la suma del aporte de diferentes fuentes sismogenéticas, no puede admitirse que el par magnitud-distancia hallado represente en verdad un terremoto real, ni que la tasa de ocurrencia de éste sea compatible con el nivel de riesgo que se quiere admitir en el diseño.

1.3. ANTECEDENTES EN LA ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA EN EL SE DE ESPAÑA

1.3.1. Definición de fuentes sismogenéticas

En este apartado se exponen sintéticamente los principales trabajos en los que se realiza una definición de fuentes sismogenéticas que abarque total o parcialmente el sureste de la península. Con el término de fuentes sismogenéticas englobamos aquí otras nomenclaturas usadas en la literatura sobre peligrosidad sísmica (como áreas, zonas, regiones o provincias sismogénicas, sísmicas o sismotectónicas) que en definitiva se refieren a la definición de espacios del territorio donde la ocurrencia de sismicidad se considera homogénea temporal y espacialmente con el objeto práctico de realizar un cálculo de la peligrosidad sísmica (cf. .

1.2.3.1). También se exponen en este apartado trabajos de carácter más sismotectónico, es decir, aquellos que estudian la ocurrencia de sismicidad en relación con estructuras tectónicas regionales o singulares, aunque en ellos no se realice una definición de fuentes sismogenéticas en términos de cálculo de la peligrosidad sísmica.

Los primeros trabajos de carácter sismotectónico que comprenden la zona de estudio fueron realizados a mediados del siglo pasado por Rey Pastor (1956) y por el IGME (Instituto Geológico y Minero Español) e IGN (1962 y 1966). Así mismo, durante este periodo se llevan a cabo una serie de trabajos con un mayor enfoque hacia la evaluación de la peligrosidad sísmica en España (Munuera, 1969). Estos primeros trabajos están, lógicamente, limitados tanto por el conocimiento que se tenía en aquellos años sobre la Neotectónica de España, y concretamente de las Cordilleras Béticas, como por las características de la información sísmica disponible. Es a partir de los años 80 cuando se produce un importante avance en estos dos campos con la publicación del Catálogo Sísmico del Área Ibero-Magrebí por parte de la Sección de Sismología del Instituto Geográfico Nacional (Mézcua y Martínez Solares, 1983), que supone una revisión, homogenización y unificación de los anteriores catálogos; y, por otra parte, la síntesis sobre la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas y sus principales sistemas de fracturas, realizada por Sanz de Galdeano (1983). Por estas fechas también tienen lugar los primeros trabajos que relacionan mecanismos focales de terremotos con fallas concretas del sureste de las Cordilleras Béticas (Mézcua et al., 1984; Udías y Buforn, 1988), y también los primeros trabajos sobre la estructura de la corteza en el mismo área (Banda y Ansorge, 1980).

Con base en la nueva información disponible se van a producir una nueva serie de trabajos tanto de carácter sismotectónico como de cálculo de la peligrosidad sísmica. Respecto a los primeros hay que destacar los análisis y cartografías sismotectónicas de España y regiones de Murcia y Granada, realizados por el IGN (1992) y el IGME (1983 y 1993), respectivamente. Estos trabajos representan excelentes síntesis de datos procedentes de diversas disciplinas (neotectónicos, geomorfológicos, corticales, sismológicos, ...) con el objeto de servir como apoyo a posteriores estudios enfocados a la determinación de la peligrosidad sísmica en la zona. Destacamos aquí el "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia" (I.T.G.E. 1993) donde se lleva a cabo, entre otros trabajos, una caracterización de la actividad reciente de las fallas del territorio murciano a partir de criterios tectónicos, geomorfológicos y sísmicos.

El segundo grupo de trabajos surge impulsado principalmente por la necesidad práctica de evaluar la peligrosidad sísmica de España, o de territorios concretos del sureste peninsular. La mayoría de estos trabajos aplican metodologías de cálculo de la peligrosidad sísmica donde es necesario en primer lugar definir una serie de zonas sismogenéticas. Ésta definición se lleva a cabo fundamentalmente delimitando zonas a partir de la observación de la distribución de epicentros sísmicos, en especial de aquellos con intensidades epicentrales superiores a VII, y su asociación con áreas de características tectónicas supuestamente homogéneas (e.g.: Martín y Sierra, 1981; Martín, 1983; Muñoz, 1983; Bisbal Cervelló, 1984; Muñoz et al., 1984; I.G.N., 1991; Muñoz y Udías, 1992; Giner, 1996; Martín Bourgón et al., 1996a; Jiménez et al., 1999) (**Figs. 1.13** a **1.16).**

Entre estos trabajos destaca el esquema de zonas sismogenéticas que Martín (1983) establece para la Península Ibérica y, en particular, para el ámbito de las Cordilleras Béticas. El criterio empleado por este autor parte de la identificación de las posibles fuentes sismogenéticas a partir de la consideración conjunta de las grandes unidades geotectónicas de la Península Ibérica, la distribución espacial de la sismicidad, y mapas de intensidades máximas sentidas y de dirección general de isosistas. Posteriormente, los límites y geometría de estas zonas son establecidos con ayuda de mapas que cartografían la variación del parámetro b de Gutenberg-Richter y el número de sismos por unidad de superficie, así como con un mapa de anomalías de gravimétricas. A pesar de la utilización de todo este cuerpo de información la definición última

de los límites de las zonas sismogenéticas presenta diversas alternativas siendo necesario finalmente tomar decisiones de carácter subjetivo.

En términos generales, puede decirse que la localización y tamaño de las zonas sismogenéticas que se definen en este grupo de trabajos está en realidad fuertemente condicionado por dos aspectos. En primer lugar, por la necesidad de obtener una muestra suficientemente representativa de terremotos con la que poder estimar los parámetros sísmicos de la fuente y, en segundo lugar, por los efectos que el tamaño y geometría de las zonas puedan tener sobre los resultados de peligrosidad sísmica en determinadas áreas o emplazamientos (cf. 1.2.3 y 1.2.4). De esta manera los esquemas de zonas sismogenéticas utilizados por los diferentes autores varían de manera importante de unos a otros.

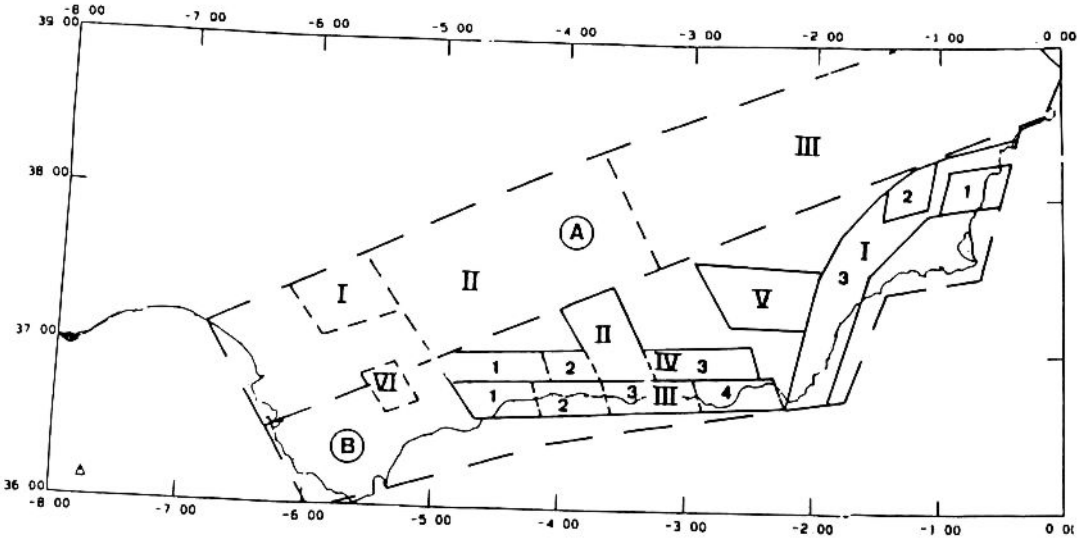


Figura 1.13. Zonación sismogenética del sur de España de Muñoz y Udías (1992).

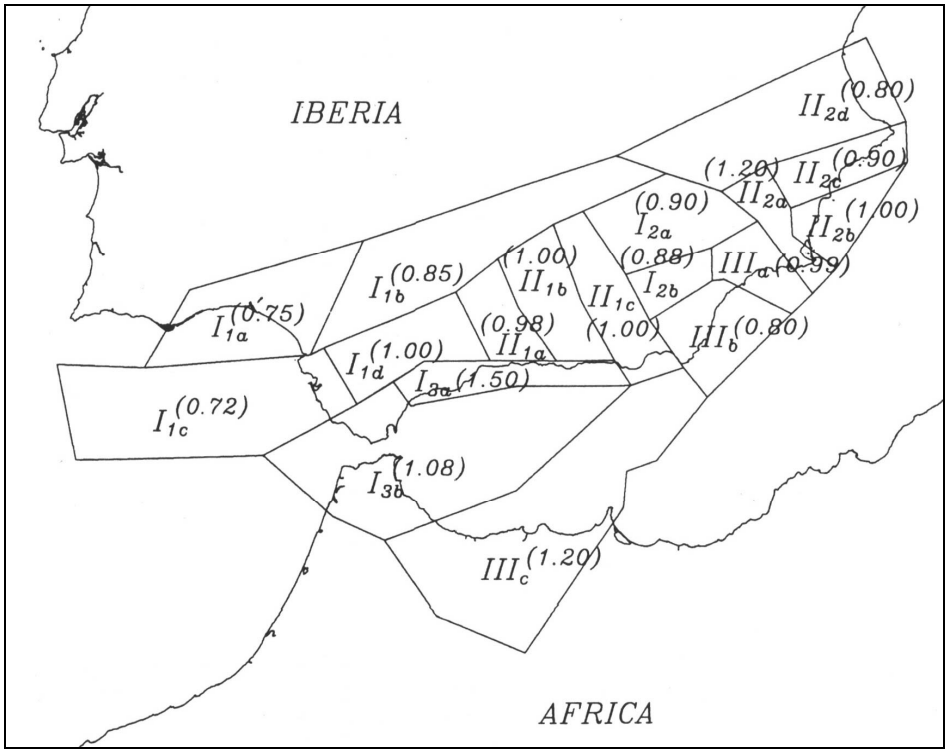


Figura 1.14. Zonación sismogenética del ámbito Bético-Rifeño de Sanz de Galdeano y López Casado (1988) (modificado de López Casado et al., 1995). Entre paréntesis se indica el valor del parámetro *b* calculado por López Casado et al. (1995).

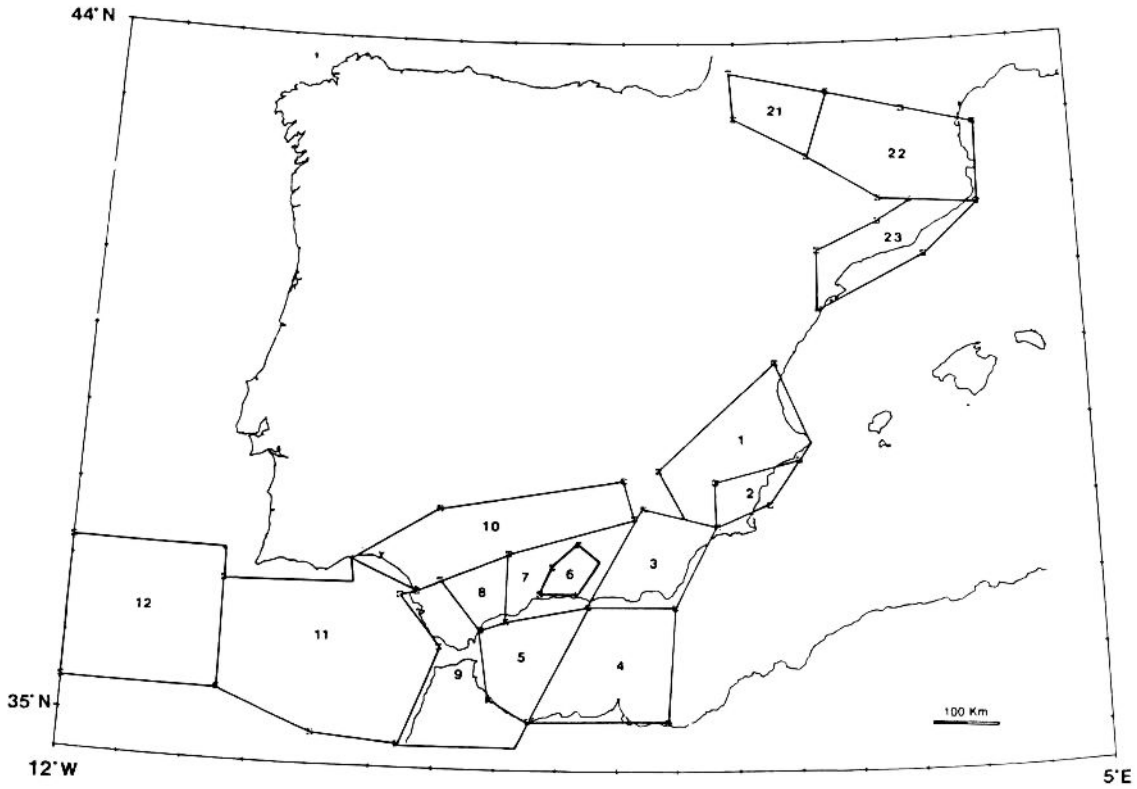


Figura 1.15. Zonación sismogenética empleada por García Fernández et al. (1989) y modificada del Grupo de Trabajo de la Norma Sismorresistente (IGN, 1991).

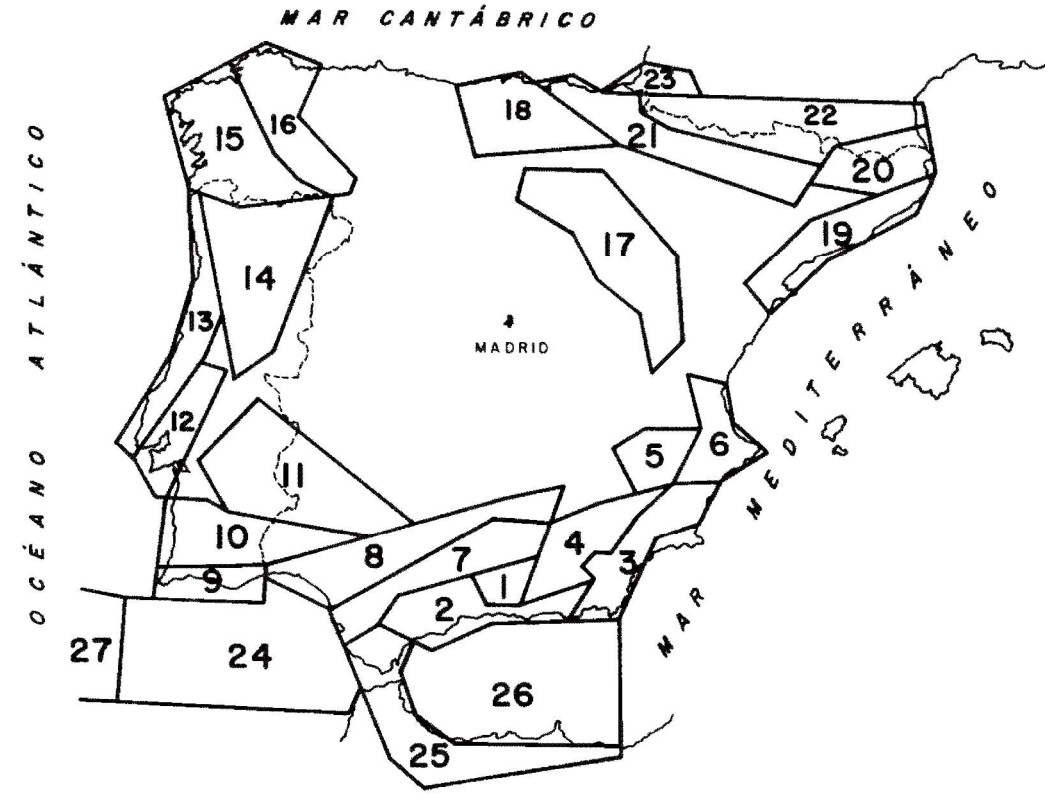


Figura 1.16. Zonas sismogenéticas de la Península Ibérica de Martín (1983).

Por último, hay que destacar una serie de trabajos de carácter sismotectónico pero desarrollados con un enfoque práctico hacia el cálculo de la peligrosidad sísmica (Sanz de Galdeano y López Casado, 1988; López Casado et al., 1987; Alfaro et al., 1991; López Casado et al., 1995; Sanz de Galdeano et al., 1995). En relación con la definición de fuentes sismogenéticas hay que destacar el trabajo de Sanz de Galdeano y López Casado (1988) que, tras un análisis de las relaciones que presenta la distribución de epicentros sísmicos con los sistemas de fallas de las Cordilleras Béticas, establecen un esquema de zonas sismogenéticas definidas principalmente en base al sistema de fracturación predominante en cada una de ellas (cf. fig. 1.14). En cuanto a cuestiones sismotectónicas, estos autores concluyen que la sismicidad de las Cordilleras Béticas se asocia con frecuencia a las fallas del sistema NW-SE, hecho que es explicado por la mayor actividad de este sistema respecto de otros, ya que presenta una orientación más favorable respecto a la dirección de compresión regional NNW-SSE; y a las intersecciones de este sistema con otras fracturas de diferente orientación, especialmente las de ENE-WSW (e.g.: zonas de Murcia, Torrevieja,..). Por otra parte, la distribución de epicentros sísmicos se puede asociar con bastante claridad con algunas fallas singulares de reconocida actividad tectónica reciente (e.g.: Falla de Alhama, Falla del Bajo Segura), aunque también se señala el caso contrario, fallas con actividad tectónica reciente que presentan escasa o nula sismicidad (e.g.: Falla de Palomares, Corredor de las Alpujarras).

El esquema de zonas sismogenéticas de Sanz de Galdeano y López Casado (1988) representa, respecto a los anteriores trabajos, un mayor peso en la aplicación del conocimiento sismotectónico de las Cordilleras Béticas. Sin embargo, las muestras de terremotos que se obtienen para cada zona no son, en muchos casos, suficientemente representativas para calcular los parámetros sísmicos que caracterizan cada zona en un análisis de la peligrosidad sísmica (López Casado et al., 1995).

En resumen, la definición de fuentes sismogenéticas en el sureste de España está exclusivamente ligada al concepto general de zona sismogenética y fuertemente condicionada por el criterio usado por cada autor. En términos generales puede concluirse que existe una disconformidad entre zonaciones definidas principalmente en base a la distribución de la sismicidad y zonaciones establecidas en base a criterios sismotectónicos.

1.3.2. Cálculo de la peligrosidad sísmica

Los primeros estudios de peligrosidad sísmica en España son debidos a Munuera, que tras una serie de trabajos publica en 1969 el Mapa de zonas sísmicas generalizadas de la Península Ibérica (Munuera, 1969), que sirvió de base para el mapa de la norma sismorresistente española de 1968 y 1974. La obtención de este mapa se realizó a través de un método propio desarrollado por el autor sin considerar zonas sismogenéticas ni leyes de atenuación (cf. López Arroyo, 1978).

Durante los años 70 y 80 se producen una serie de nuevos estudios de peligrosidad sísmica impulsados por la necesidad de localizar emplazamientos adecuados para infraestructuras críticas así como para la consideración de criterios antisísmicos en su construcción (e.g.: Soriano et al, 1975; Martín y Blázquez, 1983). Durante esta época también tiene lugar el desarrollo de estudios más generalistas que expresan los resultados de peligrosidad sísmica en forma de mapas. Dentro de este tipo de estudios hay que destacar por una parte trabajos de carácter determinista, basados fundamentalmente en la distribución de intensidades máximas sentidas haciendo uso de mapas de isosistas y funciones de atenuación (e.g.: Martín, 1981; Martín Bourgón et al., 1996b), y trabajos que aplican métodos probabilísticos.

Los primeros mapas de peligrosidad sísmica probabilísticos que consideran el sureste de España fueron calculados en base a distribuciones extremales de Gumbel (e.g.: Lopez Arroyo y

Steep, 1973; Ibargüen, 1983; Roca et al 1984; Martín, 1983; Martín y Sierra, 1984). Al mismo tiempo se desarrollaron en paralelo trabajos que seguían el método poissoniano zonificado de Cornell (1968), implementado frecuentemente a través del código fortran EQRISK (McGuire, 1976) (e.g.: Bisbal, 1984; Muñoz et al., 1984; Martín, 1983 y 1989b; García-Fernández et al., 1989; I.G.N., 1991). Éste último trabajo dio lugar al mapa de peligrosidad sísmica de España adoptado en la norma sismorresistente NCSE-94 (**Fig. 1.17**).

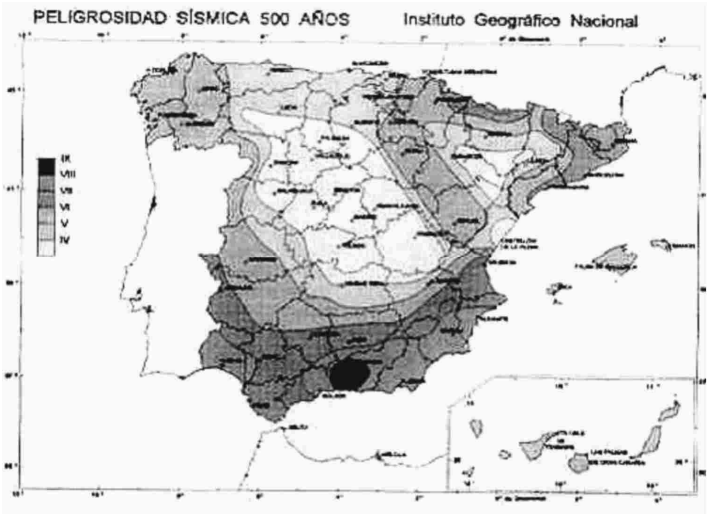


Figura 1.17. Mapa de peligrosidad sísmica de España en Intensidades MSK máximas para un periodo de retorno de 500 años (IGN, 1991).

Prácticamente todos estos trabajos parten de la premisa de que el catálogo sísmico es más completo en términos de intensidades, y que, para poder incorporar los datos de terremotos históricos destructivos, el cálculo debe necesariamente realizarse utilizando dicho parámetro. Por tanto, prácticamente todos ellos fueron realizados en términos de Intensidad MSK y empleando funciones de atenuación de la Intensidad, que normalmente eran obtenidas durante el desarrollo específico del trabajo a través de mapas de isosistas de sismos ocurridos con anterioridad a la instalación de la Red Sísmica Nacional. Los resultados del análisis de la peligrosidad se expresaron en intensidades máximas esperables asociadas a un determinado periodo retorno, generalmente el de 500 años. La obtención de parámetros más adecuados para el diseño ingenieril se realizaba transformando directamente estos valores a aceleración máxima del terreno, a través de expresiones empíricas obtenidas en otras regiones y publicadas en la literatura.

Una excepción a lo anteriormente expuesto la constituye el trabajo de Martín (1983) donde el autor, entre otros resultados, obtiene un mapa de peligrosidad sísmica expresado en aceleraciones considerando la ocurrencia de terremotos en términos de magnitudes. La función de atenuación fue obtenida a través del empleo conjunto de una serie relaciones empíricas entre la intensidad y la aceleración máxima del terreno.

Durante el desarrollo de estos trabajos pioneros se pusieron de manifiesto las diferentes incertidumbres asociadas a la metodología empleada en la estimación de la peligrosidad sísmica. En el caso de los métodos probabilísticos extremales las más importantes incertidumbres estaban relacionadas con el tamaño de ventana temporal a considerar para obtener los máximos, el problema de rellenar las ventanas temporales sin datos, el método de ajuste a la función de Gumbel y el tipo de función a emplear. En el caso de los métodos poissonianos zonificados las mayores dificultades encontradas por los investigadores se centraban en la determinación de las relaciones de frecuencia de la intensidad, especialmente en la consideración de diferentes periodos temporales de completitud, y en la asignación de la

Intensidad Máxima en cada zona sismogenética. Sin embargo, en general, se prestó poca atención a la descripción de la metodología y criterios empleados en la definición de las zonas sismogenéticas (cf. 1.31), cuando es ésta la principal fuente de incertidumbre que se arrastra posteriormente en la estimación de los parámetros sísmicos. Los resultados obtenidos entre los diferentes autores son difícilmente comparables al emplear prácticamente cada uno de ellos sus propias funciones de atenuación.

A partir de estos antecedentes se han desarrollado desde mediados de los años 90 una nueva serie de trabajos centrados en el estudio de la incertidumbre asociada a los cálculos de la peligrosidad sísmica (e.g.: Giner, 1996; López Casado y Molina Palacios, 1996; Giner et al, 2002). En estos trabajos las diferentes fuentes de incertidumbre: método de cálculo (extremal o poissoniano), consideración o no de zonas sismogenéticas, modelos de zonas, periodos de completitud, etc), se organizan mediante el empleo de un Árbol Lógico (cf. 1.2.6) y los resultados finales del cálculo se presentan como un valor medio con determinada desviación estándar. Al igual que en los trabajos de la década de los 80 los resultados finales son preferentemente expresados en intensidades máximas esperables asociadas a diferentes periodos de retorno. La desviación que presentan los resultados medios finales son del orden de 1-1,5 grados de intensidad, lo cual pone de manifiesto las grandes diferencias que resultan de aplicar diferentes metodologías en el cálculo de la peligrosidad. Así mismo, en cuanto al método zonificado poissoniano, se destaca la importante influencia que ejerce en los resultados la elección del modelo de zonas sismogenéticas, tanto en relación con el valor final calculado en un emplazamiento como en la distribución espacial de la peligrosidad.

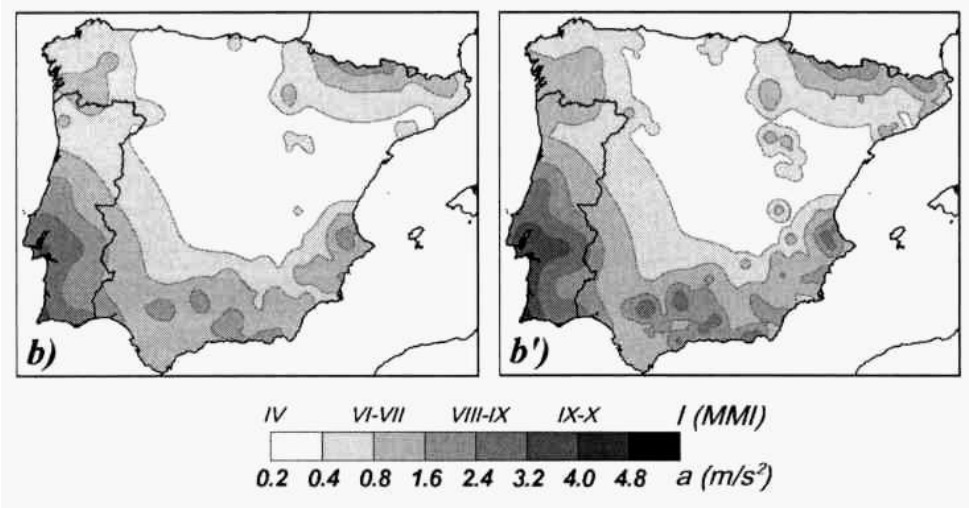


Figura 1.18. Resultados de peligrosidad sísmica expresados en grados de intensidad macrosísmica y aceleraciones máximas del terreno asociadas a una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años (periodo de retorno de 475 años) (Peláez y López Casado, 2002). La imagen de la izquierda representa los resultados considerando la media ponderada de los diferentes modelos empleados. La imagen de la derecha representa los resultados considerando los valores máximos obtenidos en el cálculo.

Finalmente, hay que destacar la publicación reciente de nuevos trabajos que incorporan metodologías novedosas en el cálculo de la peligrosidad sísmica en España (Peláez Montilla y López Casado, 2002; Peláez Montilla et al., 2002) (**Fig. 1.18**). En el primero de estos trabajos se realiza un análisis de la peligrosidad símica de la Península Ibérica donde se aplica la metodología del suavizado espacial de la sismicidad (cf. 1.2.6) en combinación con un modelo de zonas sismogenéticas de escala continental, y homogeneizando la escala de los terremotos del catálogo a magnitud Ms. Los resultados finales se obtienen como la media ponderada entre cinco modelos que contemplan diferentes periodos de completitud del catálogo sísmico y

magnitudes máximas, y son expresados en aceleraciones e intensidades para diferentes periodos de retorno. En los cálculos se emplean funciones de atenuación de la Intensidad transformadas a aceleraciones mediante una relación empírica extraída de la literatura. Finalmente, a partir de los resultados para periodos de retorno de 500 años los autores realizan un análisis de descomposición de la peligrosidad en pares magnitud-distancia para diferentes ciudades del oeste y sur de la Península (Peláez Montilla et al., 2002). En el caso de Almería, única ciudad del SE de España contemplada, concluyen que el 21% de la peligrosidad sísmica es debida al aporte de un sismo de magnitud media 5,9 a una distancia de 12 km.

Por último hay que destacar la metodología desarrollada por Benito et al. (1999) para el cálculo de espectros de respuesta de probabilidad uniforme partiendo de los resultados de un análisis de la peligrosidad sísmica en intensidades.

1.4. MARCO SISMOTECTÓNICO Y GEOLÓGICO DEL SURESTE DE ESPAÑA

1.4.1. Marco geográfico de la zona de trabajo

En la realización de cualquier estudio de peligrosidad sísmica regional es necesario en primer lugar establecer los límites de la zona en la que se desea cartografiar la peligrosidad (zona de mapeo) y, en concordancia con ésta, delimitar el área donde es necesario identificar y caracterizar las fuentes sismogenéticas (zona de trabajo). La zona de mapeo seleccionada ha sido el área ocupada por la provincia de Alicante y la región de Murcia, y para ello se ha definido una zona cuadrangular de orientación NW-SE (**Fig. 1.19**).

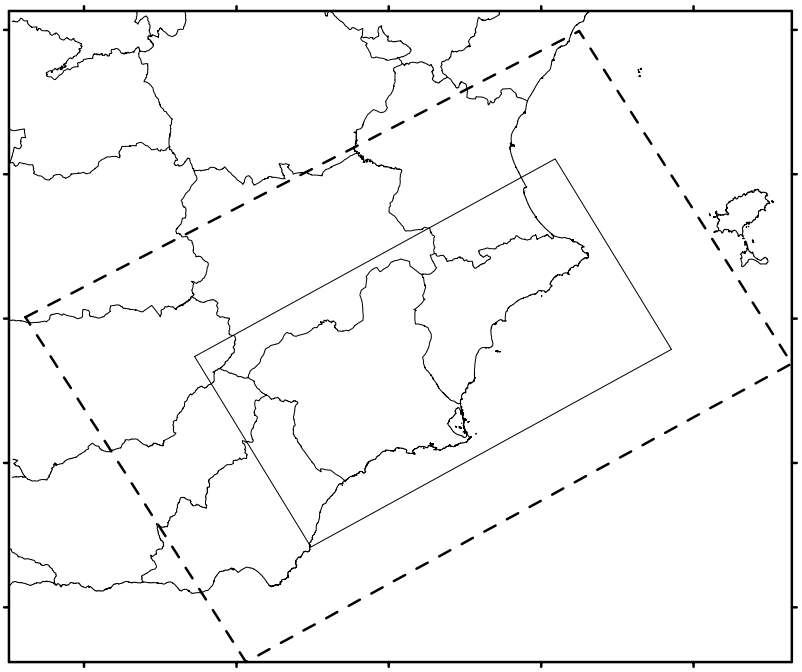


Figura 1.19. Localización de la zona de trabajo (en línea discontinua) y de la zona en la que se realizará la cartografía de la peligrosidad sísmica (en línea continua). Proyección ortográfica en coordenadas UTM (huso 30), distancia entre marcas 100 km.

La zona de trabajo se ha definido considerando un área de generosas dimensiones alrededor de la zona de mapeo. El principal criterio en la definición de esta zona de trabajo ha sido guiado por el interés en analizar con detalle las características sismotectónicas del SE de España para poder elaborar un modelo de zonas sismogenéticas relevante y aplicable a futuros

estudios. Por otra parte, la distancia más lejana y más cercana de la zona de mapeo al límite de la zona de trabajo son 80 y 50 km, respectivamente. Estas distancias son suficientemente grandes para considerar que la peligrosidad sísmica de la zona de mapeo estará determinada por las fuentes sismogenéticas que se localicen en la zona de trabajo.

La zona de trabajo del presente estudio comprende, así mismo, un área de forma cuadrangular de dirección NE-SW, que además de la provincia de Alicante y Región de Murcia, abarca la mayor parte de las provincias de Valencia, Albacete y Almería, y la mitad oriental de las de Granada y Jaén.

Prácticamente todo este territorio geográfico se localiza dentro del dominio geotectónico de las Cordilleras Béticas, concretamente de su mitad oriental. En su parte norte limita, de oeste a este, con la Depresión del Guadalquivir, relieves del Macizo Hespérico, Plataforma Ibérica de Albacete y Cordillera Ibérica. Al sur y este limita con el mar Mediterráneo, concretamente con la Cuenca Sur-Balear (o Nor-Argelina) y el Surco Valenciano, respectivamente.

1.4.2. Marco sismotectónico regional

Las Cordilleras Béticas, y su prolongación por el norte de Marruecos y Argelia, a través de las cordilleras del Rif y Tell, constituyen la parte más occidental de la cadena Circum-Mediterránea Alpina. La formación de esta cadena se engloba dentro de la Orogenia Alpina, en relación con la dinámica de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática desde comienzos del Terciario.

Las Cordilleras Béticas, junto con el Rif y el Tell, comprenden la zona de contacto entre la Placa Africana y la Subplaca Ibérica, formando ésta última el extremo continental occidental de la Placa Euroasiática. En este tramo, las placas convergen en dirección NNW-SSE a una velocidad estimada entre 2-4 mm/a (Argus et al., 1989; Westaway, 1991) (**Fig. 1.20**). Esta dirección de convergencia se ha mantenido desde comienzos del Tortoniense (Mioceno superior), aproximadamente desde hace 9 ma (Sanz de Galdeano, 1990).

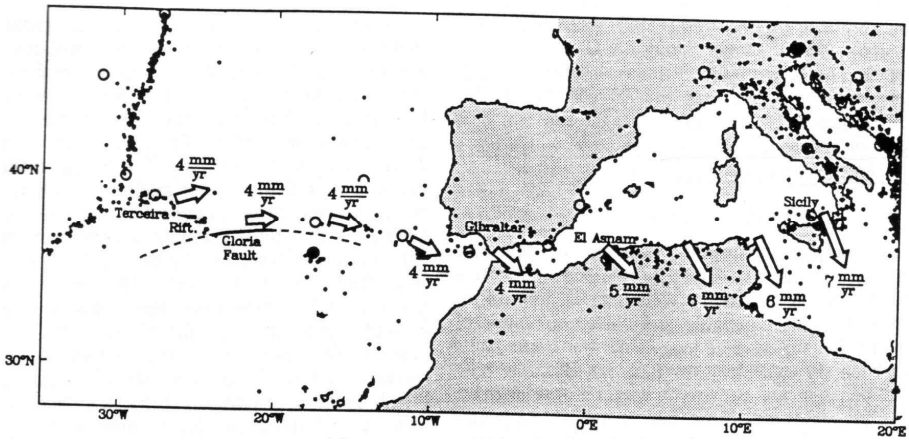


Figura 1.20. Movimiento relativo actual entre África y Eurasia (tomado de Argus et al., 1989). Las flechas indican la dirección del movimiento y la velocidad de convergencia.

La actividad sísmica en la zona de contacto entre placas se dispone formando una banda de dirección E-W y de unos 400-500 km de ancho. Esta dispersión de la sismicidad pone de manifiesto la inexistencia de un límite de placas neto en esta zona (Buforn et al., 1988 y 1995) **Fig. 1.21**). Este hecho contrasta con la mayor linearidad que presenta la distribución de epicentros al oeste y este de la Península Ibérica, a lo largo de la Falla de Azores-Gibraltar y norte de Argelia y Túnez, respectivamente. La distribución de la sismicidad marca otra clara banda de dirección NNE-SSW y unos 100 km de ancho, que discurre desde el sur de Marruecos

hasta Alicante. Esta banda de sismicidad constituye además, de manera aproximada, el límite oriental de la distribución de sismicidad en el Mar Mediterráneo, separando al oeste el Mar de Alborán de la Cuenca Sur-Balear.

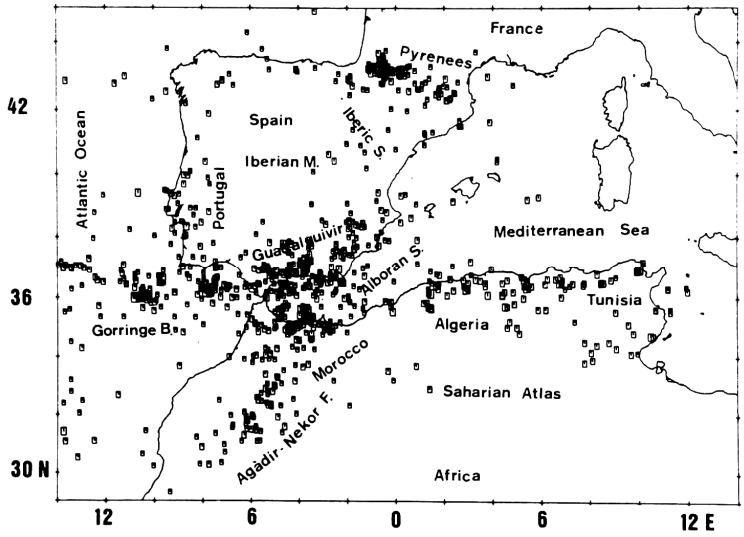


Figura 1.21. Sismicidad regional de la zona de contacto entre la Placa Africana y la Subplaca Ibérica (tomado de Buforn et al., 1995).

De acuerdo con la marcada dispersión que presenta la distribución espacial de la sismicidad, el movimiento de convergencia actual entre ambas placas no se resuelve a través de una estructura tectónica singular, sino que constituye una zona de deformación distribuida (Vegas, 1992) (**Fig. 1.22)**. Este hecho se pone de manifiesto por el alto grado de tectonización que presentan las Cordilleras Béticas y la existencia de campos de esfuerzos locales diferentes del regional. De modo simplificado se pueden reconocer tres sistemas principales de fallas con dirección general E-W, NW-SE y NE-SW, y con funcionamiento cinemático inverso, normal y en dirección, respectivamente (Sanz de Galdeano, 1983). Por otra parte, los mecanismos focales calculados a partir de terremotos producidos en el área de estudio, así como trabajos de medida de direcciones de esfuerzos en fallas, sitúan la dirección de máximo acortamiento regional en NNW-SSW; si bien, en las partes más internas de las Cordilleras Béticas, así como en el mar de Alborán, se registra además un campo extensional de dirección general E-W (Galindo-Zaldívar et al., 1993).

En términos globales las Cordilleras Béticas pueden considerarse como una zona de sismicidad moderada-baja, ya que en ellas apenas se han registrado eventos con magnitud superior a 5,0 en los últimos 100 años (si bien se tiene constancia de la ocurrencia de terremotos destructores ($I_o \geq$VIII) en anteriores siglos). Sin embargo, la actividad símica considerada en términos de frecuencia temporal y extensión espacial, es bastante mayor que la que cabría esperar de una zona de sismicidad moderada-baja.

Estas características sísmicas deben ser en parte debidas a la no existencia de un accidente principal que absorba el movimiento de acercamiento entre las placas Africana e Ibérica. Este hecho implica que la mayor parte de la energía elástica acumulada debe liberarse en forma de pequeñas roturas dentro de un área extensa. De acuerdo con la dirección principal de convergencia entre placas NNW-SSE, el sistema de fallas NW-SE parece ser el responsable de la mayor parte de la ocurrencia de sismicidad en las Cordilleras Béticas (Sanz de Galdeano y López-Casado, 1988) (**Fig. 1.23)**. Según estos autores los sistemas de fallas con orientación E-W y NE-SW serán más susceptibles de acumular energía durante grandes periodos de tiempo y

liberarla en forma de grandes terremotos cuyo periodo de recurrencia debe ser del orden de miles o decenas de miles de años debido a la baja velocidad de convergencia entre las placas.

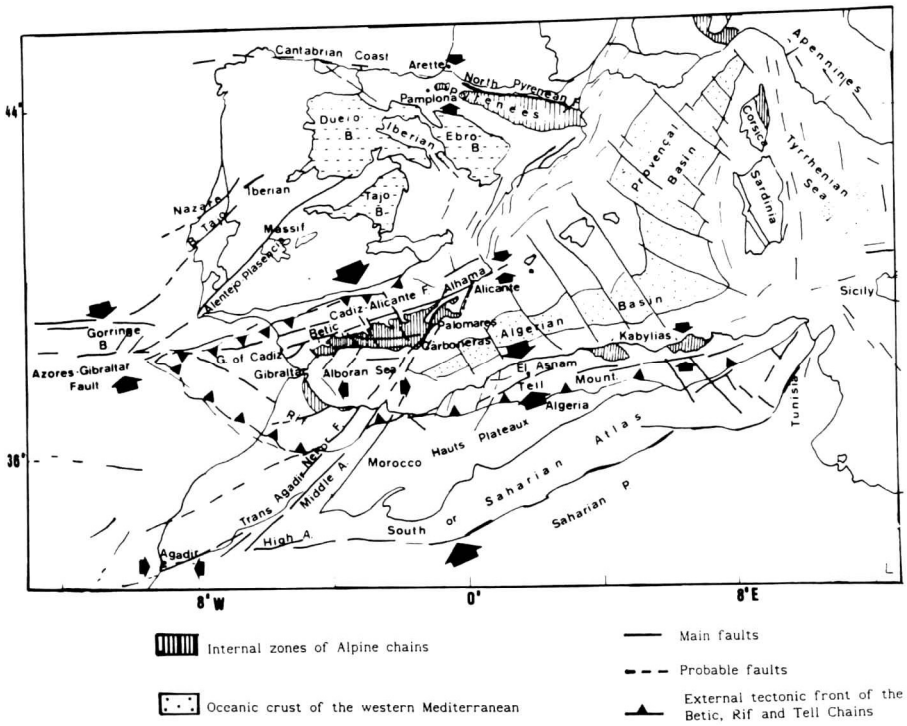


Figura 1.22. Marco sismotectónico de la región Ibero-Magrebí (tomado de Buforn et al., 1995). Las flechas señalan la dirección general del campo de esfuerzos regional.

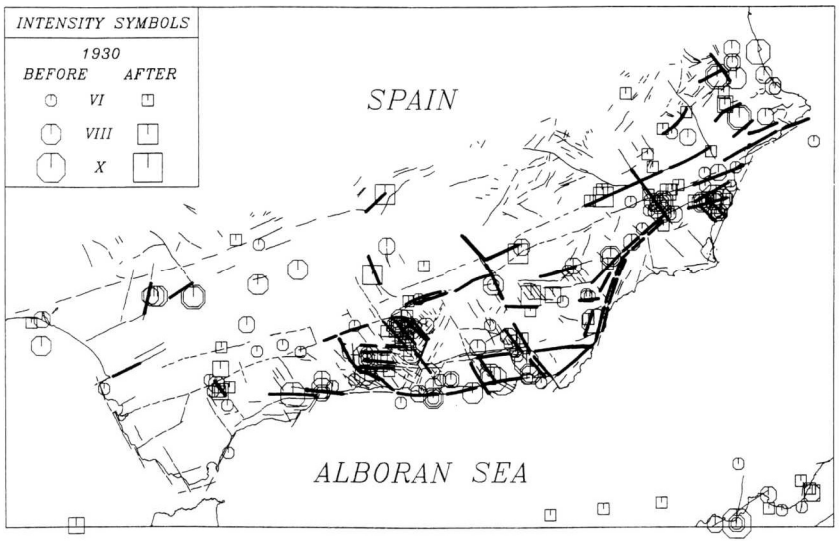


Figura 1.23. Distribución de la sismicidad en relación con los sistemas de fallas y fracturas principales de las Cordilleras Béticas (tomado de Sanz de Galdenano et al., 1995). En trazo grueso se representan fallas consideradas activas desde el punto de vista neotectónico y sísmico.

Finalmente, aunque ya fuera de la zona de trabajo, hay que destacar la ocurrencia de sismicidad de foco profundo e intermedio en la parte costera del suroeste de las Cordilleras Béticas, mar de Alborán y noreste de Marruecos. El origen de esta sismicidad se relaciona con el hundimiento en el manto de un fragmento rígido de litosfera (e.g.: Morales et al., 1999; Calvert et al., 2000).

1.4.3. Marco geológico regional

Las Cordilleras Béticas están constituidas por dos dominios geotectónicos fundamentales: las Zonas Externas y las Zonas Internas (**Fig. 1.24**).

Las Zonas Externas se localizan en la mitad norte del orógeno y están constituidas por sedimentos marinos de edad Mesozoico y Paleógeno depositados en el antiguo margen continental de la Subplaca Ibérica (García-Hernández et al., 1980). En el interior de las Zonas Externas se diferencian básicamente dos unidades, el Prebético y el Subbético. El Prebético está constituido por sedimentos de facies de plataforma marina somera y el Subbético por sedimentos de facies de talud continental y pelágicas. Ambas unidades se encuentran fuertemente deformadas y conforman, en rasgos generales, un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección ENE-WSW desarrollado a favor del emplazamiento de las Zonas Internas durante el Mioceno inferior y medio. Dentro de las Zonas Externas también se incluye la Unidad del Campo de Gibraltar, localizada únicamente en las Cordilleras Béticas Occidentales. Esta unidad está compuesta por sedimentos en facies flysch fuertemente tectonizados.

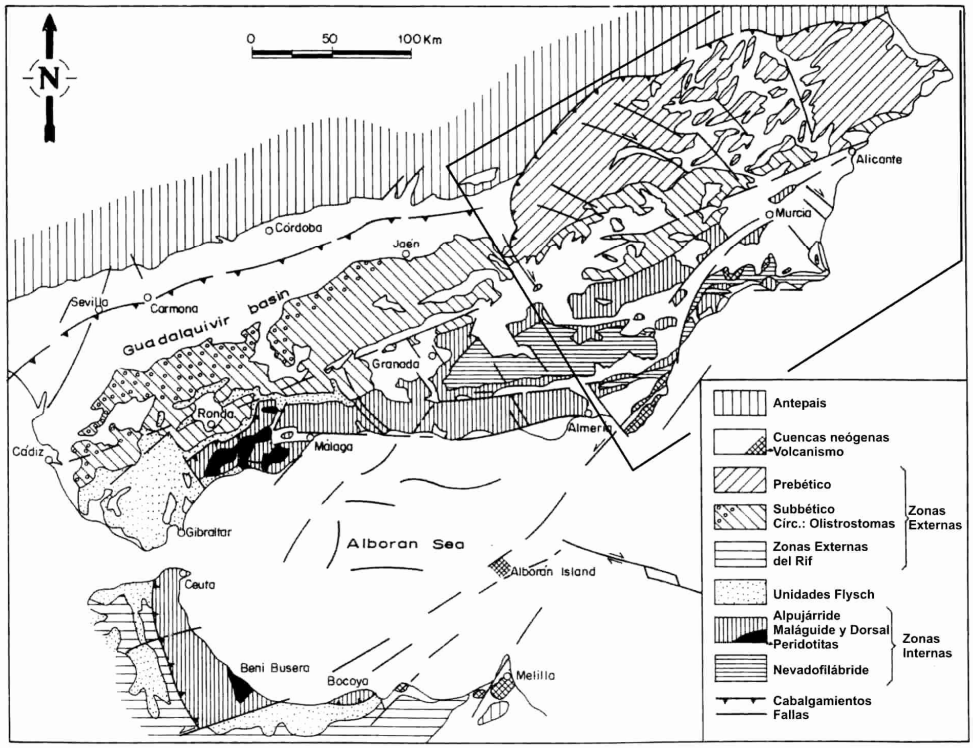


Figura 1.24. Esquema geológico regional de las Cordilleras Béticas (modificado de Sanz de Galdeano et al., 1995). El recuadro interno señala la zona de trabajo.

Las Zonas Internas representan los materiales emplazados sobre el antiguo margen continental de la subplaca Ibérica durante la etapa principal de formación de las Cordilleras Béticas. Los materiales de las Zonas Internas se estructuran básicamente en tres complejos tectónicos, que de abajo de arriba se denominan Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide (Fontboté, 1986). Los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride están compuestos por rocas metamórficas de edad Precámbrica, Paleozoico y Triásico. El Complejo Maláguide, a diferencia de los anteriores, está compuesto por sedimentos de edad Paleozoico, Mesozoico y Terciario que no presentan metamorfismo. Los materiales de las Zonas Internas componen así mismo el basamento del Mar de Alborán, denominándose todo el conjunto como Dominio de Alborán.

Por otra parte, en las Cordilleras Béticas se localizan una serie de afloramientos de rocas volcánicas. Las rocas volcánicas presentan básicamente tres tipos composicionales principales:

calcoalcalino, ultrapotásico y alcalino (Bellon et al., 1983). El primer tipo, de edad Mioceno superior, es el más común y el que aflora con mayor extensión, fundamentalmente en las áreas costeras del sur de las Béticas Orientales así como en el fondo del Mar de Alborán. El tipo ultrapótasico aflora asociado al vulcanismo calcoalcalino en la zona costera y también en afloramientos puntuales localizados por el interior del orógeno. Por último, el vulcanismo alcalino está constituido por basaltos extruidos durante el Pliocuaternario y se localiza al sur del Campo de Cartagena.

Finalmente, distribuidas por el interior de las Cordilleras Béticas se localizan una serie de cuencas rellenas por importantes potencias de sedimentos de edad Mioceno superior y Cuaternario (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). La mayoría de estas cuencas se formaron en las etapas evolutivas posteriores al emplazamiento de las Zonas Internas, a excepción de la Depresión del Guadalquivir que constituye la cuenca de antepaís del Orógeno Bético.

1.4.4. Evolución geodinámica del Orógeno Bético

La formación y evolución del Orógeno Bético puede esquematizarse en tres etapas fundamentales. La primera etapa comprende la era Mesozoica y explica la formación del margen continental de Iberia y Norte de África donde se depositaron los materiales que componen las Zonas Externas; la segunda etapa abarca desde el final del Cretácico hasta el Mioceno medio y explica el emplazamiento las Zonas Internas el margen de Iberia. Finalmente, la tercera etapa comprende desde el Mioceno superior (Tortoniense) hasta el Cuaternario y explica la formación de las cuencas intramontanas y los procesos volcánicos.

La formación de los márgenes continentales de Iberia y Norte de África

A comienzos del Mesozoico tiene lugar la apertura del Océano Atlántico y la individualización progresiva de las placas Norteamericana, Africana y Euroasiática en un ambiente geodinámico extensional (Vegas y Banda, 1982; Dercourt et al., 1986). Durante esta etapa los depósitos sedimentarios de las Zonas Externas registran la formación y evolución de un rift. Durante el Triásico se depositan sedimentos continentales y rocas evaporíticas y posteriormente, durante el Jurásico y Cretácico materiales netamente marinos (García-Hernández et al., 1980). La individualización de las diferentes unidades de las Zonas Externas tiene lugar en esta etapa controlada por la actividad de fallas normales en el basamento Hercínico (De Ruig, 1992).

El emplazamiento de las Zonas Internas: Modelos geodinámicos

A comienzos del Terciario el contacto entre las placas Africana y Europea pasa a ser de tipo convergente (Dercourt et al., 1986). La Placa Africana subducía por debajo de la Subplaca Ibérica y al mismo tiempo tenía lugar un ambiente extensional tras-arco (Jolivet y Faccena, 2000). En este contexto geodinámico complejo se produciría la formación del Mediterráneo Occidental y el emplazamiento de las Zonas Internas sobre los márgenes de Iberia y África. La explicación de este hecho ha sido y es objeto de un intenso debate científico que ha dado lugar a la propuesta de numerosos modelos.

El modelo más antiguo involucra el desplazamiento de un fragmento de corteza continental hacia el oeste que colisionaría con los márgenes de Iberia y Africa y formaría el Arco de Gibraltar (Andrieux et al., 1971). La tectónica extensional tras arco, localizada al norte de la zona de subducción, impulsaría el movimiento de este litoferoclasto que se desplazaría unos 400-500 km a favor de grandes fallas de desgarre de dirección general E-W (e.g.: Accidente de Cádiz-Alicate) (Sanz de Galdeano, 1990 y 1996). (**Fig. 1.25**). Otros modelos, sin embargo, sustituyen el funcionamiento de los grandes desgarres por un sistema de rampas de cabalgamiento laterales (García-Dueñas et al., 1992).

Otros modelos geodinámicos consideran un retroceso hacia el sur de la zona de subducción África-Iberia a la par del avance de la tectónica extensional tras arco que iría abriendo el Mediterráneo Occidental (Royden, 1993; Lonergan y White, 1997; Carminati et al., 1998). El retroceso de la zona de subducción se bifurcaría en direcciones opuestas formando al este el Arco de Calabria, donde actualmente se localiza una zona de subducción activa, y hacia el oeste colisionando con los márgenes de Iberia y Norte de África y formando el Arco de Gibraltar (**Fig. 1.26**).

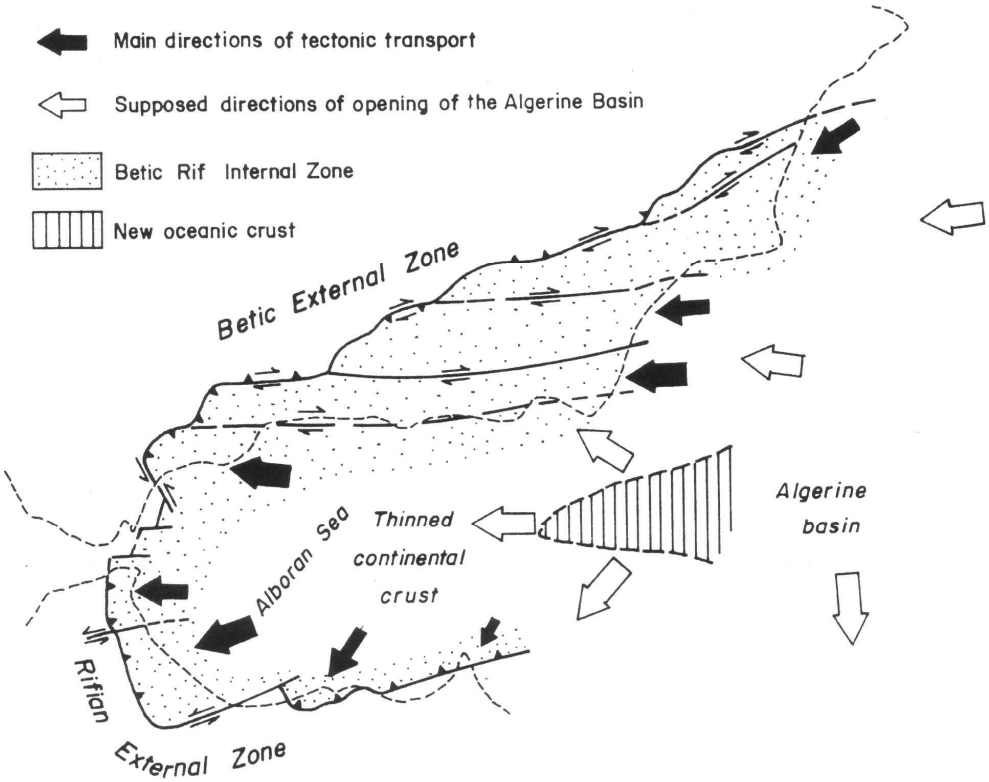


Figura 1.25. Modelo tectónico del emplazamiento de las Zonas Internas Béticas (modificado de Sanz de Galdeano, 1996). Obsérvese como el emplazamiento se produce a favor de grandes fallas de desgarre de dirección general E-W (flechas negras) coetáneo con la apertura Cuenca de Argelia (flechas blancas).

En los modelos anteriores el emplazamiento de las Zonas Internas era debido a procesos de colisión en primer lugar seguidos de extensión. Otros modelos invierten está situación situando en primer lugar procesos extensionales que posteriormente darán lugar colateralmente a los de colisión. El modelo más extendido relaciona la formación de las Zonas Internas con el colapso extensional de un orógeno situado aproximadamente donde actualmente se localiza el Mar de Alborán (Weijermars, 1985; Doblas y Oyarzun, 1989; Platt y Vissers, 1989; Vissers et al., 1995). (**Fig. 1.27**). El proceso de colapso tendría su origen en el desprendimiento de la parte inferior de la raíz litosférica del orógeno mediante un proceso de delaminación (Seber et al., 1996) o convección (Platt y Vissers, 1989). La pérdida de un fragmento de litosfera implicaría un levantamiento general del cuerpo orogénico. El incremento de energía potencial de la corteza superaría los esfuerzos de convergencia entre las placas dando lugar a un colapso extensional. La extensión en el Mar de Alborán se acomodaría de modo compresional en los márgenes de Iberia formando la Cordillera Bética y Arco de Gibraltar, y la Cordillera del Rif-Tell en el Norte de África. La migración de la deformación tendría lugar según un modelo de cuña orogénica (Platt, 1986; Jabaloy et al., 1992) que explicaría la coexistencia de ambientes compresivos y extensionales. Los primeros tendrían lugar en la parte frontal del avance de la cuña deformando las Zonas Externas Béticas y los segundos en el Mar de Alborán y Zonas Internas Béticas (Galindo-Zaldívar et al., 1993).

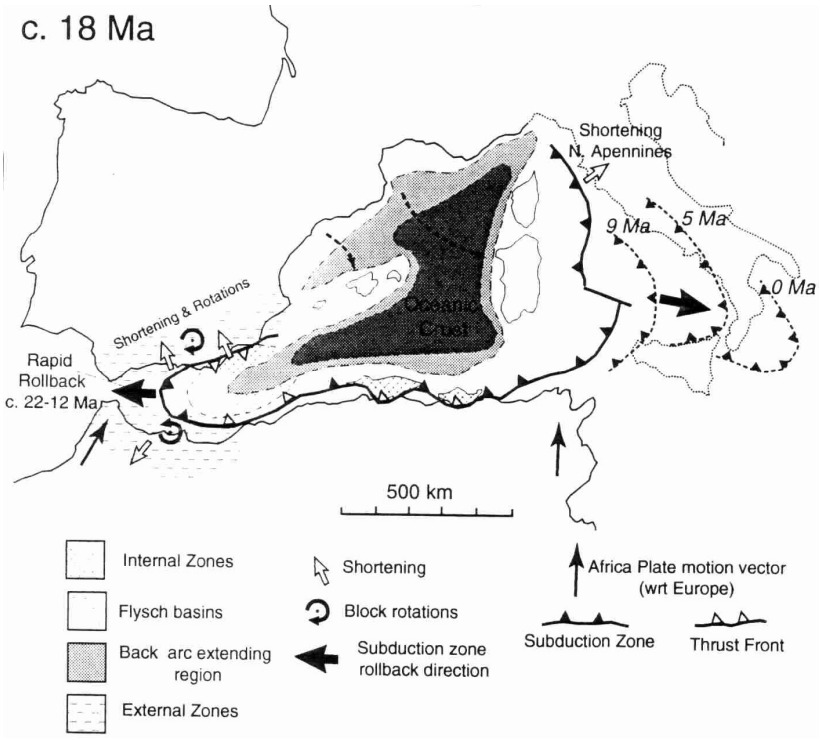


Figura 1.26. Modelo tectónico de la apertura del Mediterráneo Occidental en el Mioceno Medio y la formación del Arco de Calabria y Cordilleras Béticas por un mecanismo de retroceso de la zona de subducción (roll-back) (modificado de Lonergan y White, 1997). Obsérvese como el emplazamiento de las Zonas Internas Béticas tiene lugar en una dirección general NNW-SSE (flechas blancas) a favor de grandes cabalgamientos.

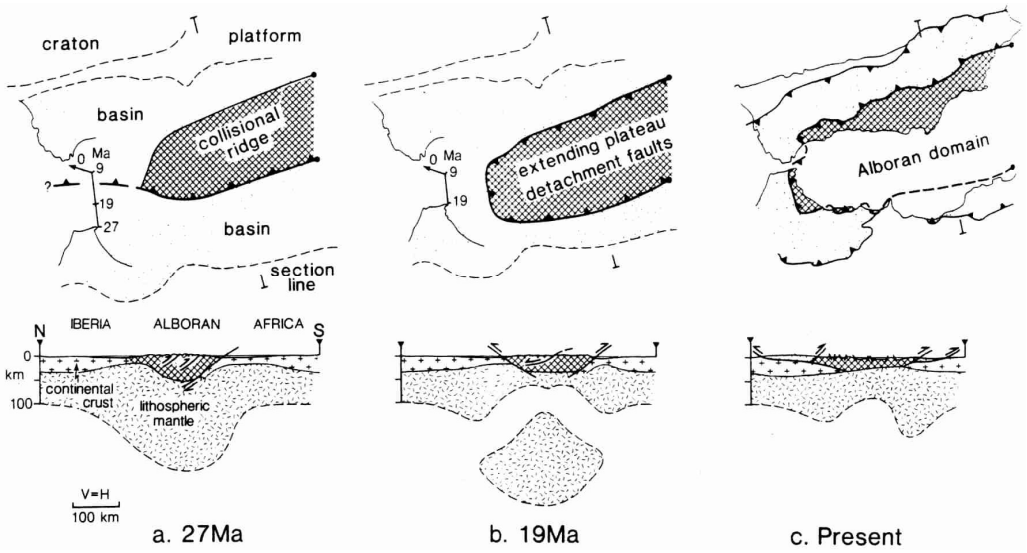


Figura 1.27. Modelo de formación del Orógeno Bético por un mecanismo de desprendimiento por convección de la base de la litosfera (tomado de Platt y Vissers, 1989). A) A mediados del Oligoceno el área ocupada actualmente por el mar de Alborán presentaba un importante engrosamiento cortical y litosférico. B) En el Burdigaliense la base de la litosfera se desprende por un mecanismo de convección y provoca el levantamiento generalizado de la corteza seguido por una tectónica extensional. C) La propagación radial de la extensión produce el emplazamiento de las Zonas Internas Béticas a favor de grandes superficies de despegue.

La configuración de la morfología actual de las Cordilleras Béticas

A comienzos del Tortoniense (Mioceno superior) se produce el bloqueo del emplazamiento de las Zonas Internas. Esta situación determina una rotación de la dirección de máximo acortamiento de NW-SE a NNW-SSE y la aparición de un campo extensional en dirección E-W acompañado de un levantamiento generalizado de la cadena (Sanz de Galdeano, 1990). Los principales accidentes de la etapa anterior son deformados por un nuevo sistema de fallas de dirección NE-SW y NW-SE con movimientos de desgarre y normal, respectivamente (**Fig. 1.28**).

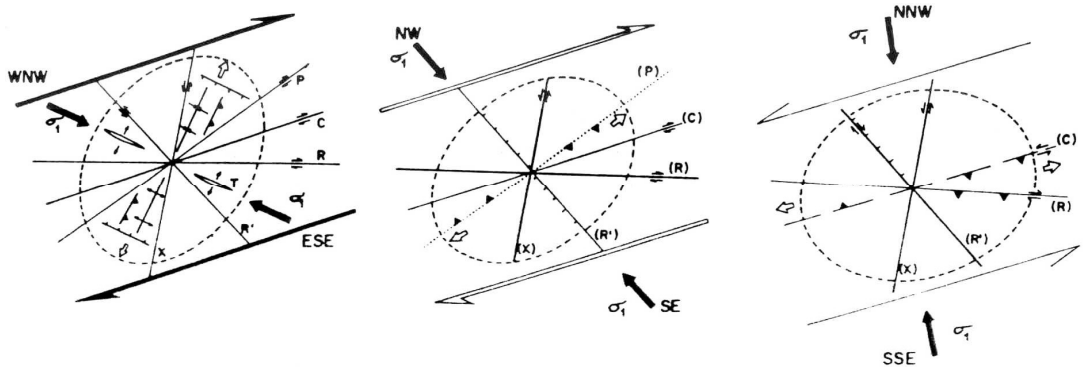


Figura 1.28. Fracturas y pliegues asociados a un sistema de deformación por cizalla simple destral (tomado de Sanz de Galdeano, 1990). Obsérvese la evolución cinemática de las fallas partiendo de una dirección del eje de esfuerzos principal en WNW-ESE (izquierda) hasta NNW-SSE (derecha).

Durante esta etapa se produce el desarrollo de un corredor de desgarre de importantes dimensiones compuesta por las fallas de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia. El funcionamiento sinestroso de este corredor de desgarre desplazó en la horizontal por varias decenas de km los contactos heredados de la anterior etapa y favoreció la extrusión de rocas volcánicas a lo largo de su trazado (Coppier et al., 1989). Numerosos autores consideran que esta zona de cizalla se puede prolongar por el fondo del Mar de Alborán y continuar en Marruecos a través de la Falla de Nékor, denominándose todo el conjunto Zona de Cizalla Transalborán (De Larouzière et al., 1988).

En esta etapa tiene lugar la formación de la mayoría de las cuencas sedimentarias presentes en el interior de las Cordilleras Béticas. Ésta es debida al efecto del funcionamiento de los nuevos sistemas de fallas y el rejuego de antiguos sistemas de fracturas heredados de la etapa anterior (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). La Cuenca del Guadalquivir, sin embargo, supone una excepción dentro del marco de control tectónico ejercido por los nuevos sistemas de fallas. La formación de esta cuenca, que se iniciaría en la etapa anterior, estaría relacionada con un mecanismo de flexión de la corteza Ibérica bajo el efecto de carga ejercido por emplazamiento de las Zonas Internas (Beek et al., 1992). Finalmente, a partir del Plioceno se registra un levantamiento generalizado de todo el Orógeno Bético provocando la retirada progresiva del mar hasta la actual línea de costa.

1.5. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

1.5.1. Planteamiento de la problemática y objetivos

En cualquier análisis de la peligrosidad sísmica regional los dos principales elementos que mayor control ejercen sobre los resultados son: 1) la definición de fuentes sismogenéticas y, 2) la función de atenuación empleada en los cálculos. De acuerdo con los antecedentes

expuestos en apartados anteriores (cf. 1.3) puede deducirse que en el SE de España es precisamente en la definición de estos dos elementos de donde resultan las mayores diferencias entre los trabajos desarrollados por diferentes autores.

En el caso de la definición de fuentes sismogenéticas existe en general una falta de consenso entre los diferentes modelos propuestos. Las causas de esta variabilidad hay que encontrarlas en la compleja estructura tectónica de las Cordilleras Béticas, en la baja velocidad de convergencia entre las placas Africana e Ibérica y en las características de la sismicidad. La evolución geodinámica del Orógeno Bético ha estado caracterizada desde su inicio a comienzos del Terciario por la progresiva superposición de ambientes geodinámicos diferentes y por importantes variaciones en la dirección de acortamiento regional. Esta situación ha determinado la existencia de una estructura cortical fuertemente heterogénea y la localización de numerosos sistemas de fallas con historias cinemáticas complejas. En este marco, una velocidad baja de convergencia entre placas determina una distribución de la deformación a lo largo de un área grande y, por consiguiente, una fuerte dispersión de la sismicidad. Si a este hecho unimos que, hasta mediados de los años 80, el registro de esta sismicidad se caracterizaba por presentar un umbral de detección bastante alto y un fuerte error de localización, resulta la importantísima limitación a la que se enfrentaban, y enfrentan, los analistas de la peligrosidad sísmica en el SE de España a la hora de establecer relaciones sismotectónicas. En este contexto, uno de los objetivos principales que se deben establecer en la realización de un nuevo análisis de la peligrosidad sísmica en el SE de España, debe ser la construcción de un modelo de fuentes sismogenéticas a partir de un cuerpo de observaciones objetivas e hipótesis razonables de acuerdo con el estado actual del conocimiento. Este modelo necesariamente habrá de incorporar datos geológicos en la estimación de los parámetros sísmicos de cada fuente.

Como se ha visto en el desarrollo de los antecedentes, prácticamente la totalidad de los estudios de peligrosidad sísmica del SE de España se han realizado empleando una función de atenuación de la intensidad macrosísmica. La obtención de este tipo de funciones de atenuación está cargada de importantes incertidumbres, que derivan fundamentalmente de la propia definición de Intensidad como medida cualitativa de los efectos de un terremoto. Además, esta incertidumbre se ve incrementada de modo muy importante al transformarla a parámetros de movimiento del suelo de interés en el diseño antisísmico mediante relaciones empíricas encontradas en la literatura. Estas relaciones presentan una fuerte variabilidad, tanto tomadas individualmente como en grupo, y todas ellas han sido obtenidas en otras regiones diferentes al SE de España. Si a estas dos observaciones unimos el hecho de que prácticamente todos los autores desarrollan sus propias funciones de atenuación al efecto de su estudio particular, y escogen arbitrariamente la relación de transformación a parámetros del movimiento del suelo, resulta finalmente una absoluta falta de control objetivo sobre los resultados del estudio de peligrosidad además de ser imposible de contrastar adecuadamente éstos con los obtenidos en otros estudios realizados con anterioridad. Todo este cuerpo de observaciones es suficiente para justificar el empleo de una función de atenuación en términos de parámetros del movimiento del suelo. Como no es posible obtener ésta a partir de los registros de la Red Acelerográfica Nacional, ya que estos son escasos y, sobretodo, poco representativos, será necesario adoptar una función obtenida a partir de datos de otras regiones del mundo. La función elegida deberá ser ampliamente aceptada en la literatura y haber sido obtenida a partir de datos registrados en un contexto sismotectónico lo más similar al del SE de España. Es importante señalar que la incertidumbre que pudiera derivarse de las particularidades sismotectónicas del SE de España puede asumirse incorporada en la propia incertidumbre estadística de la función. Por tanto, otro objetivo ineludible de un nuevo análisis de la peligrosidad sísmica en el SE de España debe ser el empleo de una función de atenuación que permita expresar los resultados directamente en parámetros de interés ingenieril.

Finalmente, conviene señalar la importancia que tiene estudiar la sensibilidad de los resultados en relación con las diferentes opciones que se puedan plantear en el cálculo de la peligrosidad. Especialmente relevante es estudiar la influencia de diferentes hipótesis relacionadas con el modelo sismogenético y con la variabilidad de parámetros sísmicos fundamentales (e.g.: magnitud máxima, recurrencia media de eventos máximos). De este modo se pueden identificar aquellos aspectos en los que deben realizarse nuevas investigaciones que puedan proveer estimaciones más precisas y fiables.

1.5.2. Objetivos

De acuerdo con el planteamiento expuesto en el apartado anterior, los objetivos de esta Tesis Doctoral pueden resumirse en:

1. Establecer un modelo de fuentes sismogenéticas para el SE de España sobre la base de observaciones objetivas e hipótesis razonables de acuerdo con el estado actual del conocimiento.
2. Calcular la peligrosidad sísmica empleando una función de atenuación que provea directamente parámetros de interés en el diseño antisísmico.
3. Realizar un estudio de la sensibilidad de los resultados de acuerdo con las diferentes hipótesis que resulten en la definición del modelo sismogenético y de acuerdo a la variabilidad encontrada en los parámetros sísmicos de la fuente.
4. De los diferentes resultados obtenidos seleccionar y justificar aquel que represente la mejor estimación de la peligrosidad sísmica en el SE de España.

1.5.3. Metodología

La metodología seguida en este trabajo se divide en dos partes principales. La primera se refiere al conjunto de datos y métodos aplicados para la identificación y caracterización preliminar de fuentes sismogenéticas en el SE de España. En la segunda parte se establece definitivamente el modelo de fuentes sismogenéticas, se estiman sus parámetros sísmicos, se selecciona una función de atenuación de atenuación y se lleva a cabo el cálculo de la peligrosidad para varios modelos sismogenéticos.

1.5.3.1. Parte primera: Elementos para la definición de fuentes sismogenéticas

La definición del modelo de fuentes sismogenéticas del SE de España, que se propone en esta Tesis y que será empleado posteriormente en el cálculo de la peligrosidad sísmica, resulta del análisis coordinado de tres grandes cuerpos de información: Datos Sísmicos, Datos Geológicos y Datos Geofísicos. La información disponible en cada uno de ellos es analizada de acuerdo con el estado del conocimiento con objeto de obtener productos específicos que permitan definir espacialmente y caracterizar sísmicamente las fuentes sismogenéticas (**Fig. 1.29**). El desarrollo extenso de cada análisis se realiza en su correspondiente capítulo (cf. 1.5.4).

Análisis de la Base de Datos Sísmicos

Con el análisis de los datos sísmicos se persiguen dos objetivos fundamentales: a) conocer la precisión de localización de los terremotos y, b) definir los intervalos de completitud del registro sísmico. La consecución del primer objetivo será fundamental para interpretar adecuadamente las relaciones entre la sismicidad y la tectónica, y, la del segundo, para calcular coherentemente las tasas de ocurrencia y parámetros beta de las fuentes sismogenéticas.

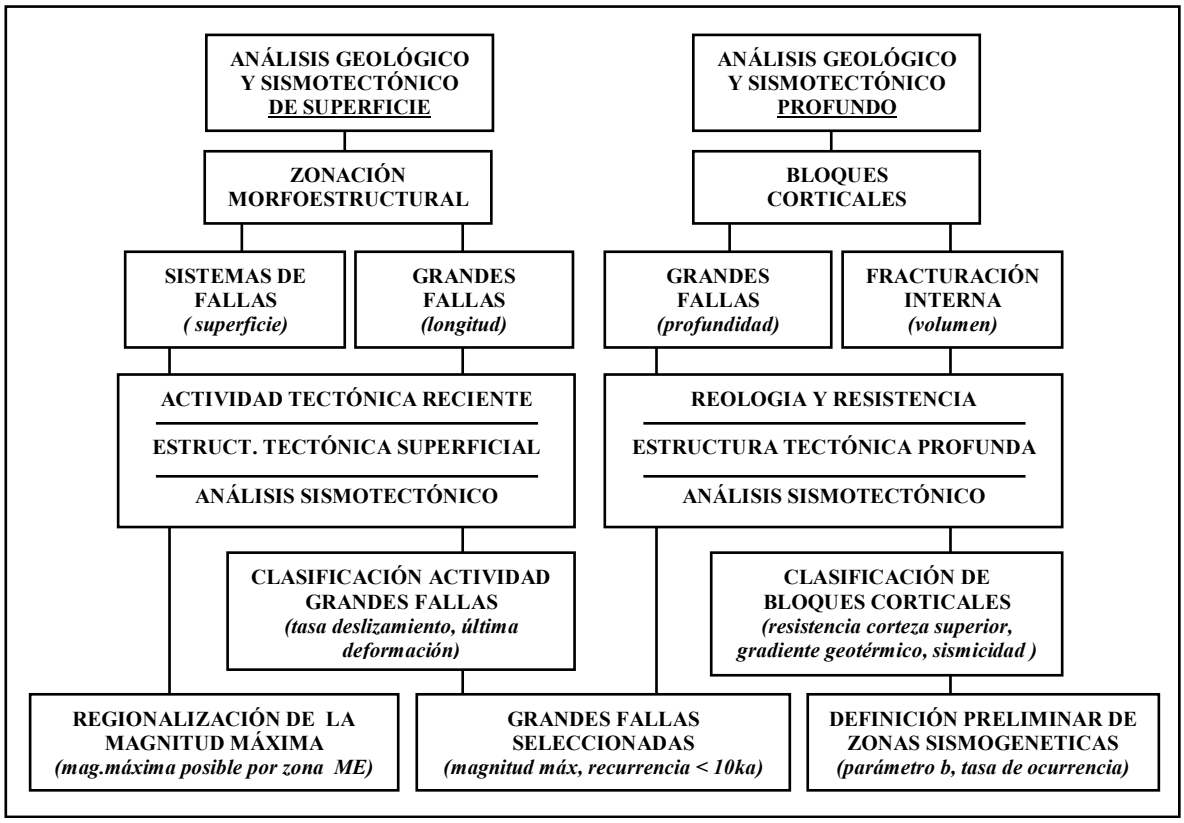


Figura 1.29. Esquema metodológico de los principales elementos y procedimientos considerados en el análisis geológico y sismotectónico de superficie y profundo. Los cuadros de la parte inferior representan los principales productos obtenidos para la definición del modelo de fuentes sismogenéticas

Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie

Los objetivos de este análisis son determinar aquellas regiones de la zona de trabajo donde puede asumirse de modo objetivo un valor uniforme de magnitud máxima posible (regionalización) e identificar y parametrizar aquellas grandes fallas del SE de España que deben ser modelizadas como fuentes sismogenéticas en un cálculo de la peligrosidad sísmica. Para la consecución de ambos objetivos se ha elaborado una completa metodología que se inicia con la subdivisión de la zona de trabajo en áreas con similares características morfoestructurales (zonas ME). En cada una de estas zonas se estudian con detalle las características geométricas de la tectónica en superficie, las evidencias de actividad reciente y las relaciones sismotectónicas que presentan los sistemas de fallas secundarias distribuidos por el interior y las grandes fallas localizadas en los bordes. A partir de este conjunto de datos se estiman el valor de la magnitud máxima posible en cada zona ME, se realiza una clasificación de las grandes fallas en función de su actividad reciente, se estima su magnitud máxima y, en las fallas de actividad muy alta, su recurrencia temporal.

Análisis Geológico y Sismotectónico Profundo

Este análisis persigue, por una parte, realizar una nueva estimación de la magnitud momento máxima posible en fallas y contrastarla con las obtenidas en el análisis de superficie y, por otra, realizar una definición preliminar de zonas sismogenéticas sobre la base de la variación de las características resistentes y estado térmico de la corteza. Para la consecución de estos objetivos la zona de trabajo se divide en diferentes bloques corticales que reflejen las variaciones en el espesor, estructura, composición y propiedades térmicas de la corteza en el SE de España. En cada uno de estos bloques se analiza la profundidad y geometría de la fracturación interna, así como de las grandes fallas que limitan los bloques. Además se estudian

las relaciones entre la ocurrencia de sismicidad en profundidad con las capas corticales y reología de cada uno de los bloques, así como en relación con la fracturación interna y grandes fallas. A partir de todo este cuerpo de observaciones, y de acuerdo con una metodología específica, se estima el área de rotura cosísmica del evento máximo y su magnitud momento. En paralelo se analizan las relaciones entre las características de la sismicidad y la resistencia y gradiente geotérmico en cada bloque, estableciéndose finalmente una definición preliminar de zonas sismogenéticas.

1.5.3.2. Parte segunda: Cálculo de la Peligrosidad Sísmica

El cálculo de la peligrosidad sísmica parte en primer lugar de la definición de las fuentes sismogenéticas y la caracterización sísmica de éstas. Posteriormente, empleando una función de atenuación moderna seleccionada de la literatura y considerando diferentes modelos sismogenéticos, se procede a realizar los cálculos (**Fig. 1.30**).

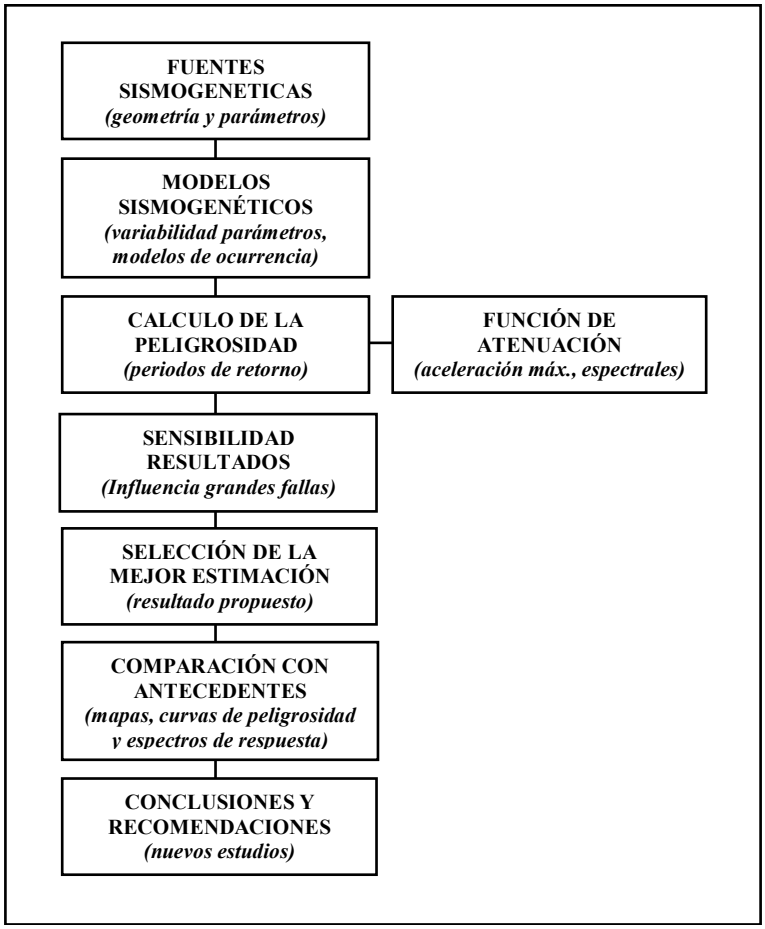


Figura 1.30. Esquema metodológico de los elementos y procedimientos considerados en la segunda parte de la tesis: Cálculo de la Peligrosidad Sísmica.

Definición de Fuentes Sismogenéticas

De los resultados obtenidos durante el desarrollo de las anteriores metodologías resulta la identificación de dos tipos básicos de fuentes: Zonas Sismogenéticas y Grandes Fallas Activas. La geometría de las zonas se establece con base en la zonación preliminar realizada al final del análisis geológico y sismotectónico profundo, que define las áreas en las que puede considerarse un parámetro b y tasa de ocurrencia de la sismicidad uniforme. El valor de estos parámetros se obtiene a partir exclusivamente del registro instrumental en magnitudes. El valor

de la magnitud máxima se establece de acuerdo con la regionalización de la magnitud máxima por zonas ME, establecida al final del análisis geológico y sismotectónico de superficie. La selección de grandes fallas a emplear en los cálculos se realiza de acuerdo al grado de actividad de la falla. En particular solo se considerarán grandes fallas clasificadas como de actividad muy alta y en las que se ha podido estimar que la recurrencia de su evento máximo es igual o menor de 10.000 años.

Cálculo de la peligrosidad sísmica

En primer lugar se establecen los requerimientos mínimos que debe tener una función de atenuación de parámetros del movimiento del suelo de interés ingenieril para ser usada en el SE de España y de acuerdo a éstos se selecciona de la literatura. En segundo lugar se establecen los diferentes modelos sismogenéticos a considerar en los cálculos con el objeto principal de estudiar la influencia de las grandes fallas en la peligrosidad sísmica. Los resultados obtenidos son analizados de este modo y como resultado se selecciona la mejor estimación de la peligrosidad sísmica. El mapa resultado de este trabajo se compara con los obtenidos por otros autores precedentes y con el mapa de aceleración básica de la vigente norma española sismorresistente (NCSR-02). Así mismo, en este último caso, también se comparan la curvas de peligrosidad y espectros de respuesta obtenidos en diferentes localidades del SE de España.

1.5.4. Organización de la Tesis

Para la consecución de los objetivos propuestos y para el desarrollo de la metodología explicada más arriba, el presente trabajo de investigación se organiza de la siguiente manera.

En el **Capítulo 1** se introduce el concepto e interés de la peligrosidad sísmica, se analizan con detalle los diferentes elementos que lo componen, se exponen los trabajos realizados con anterioridad por otros autores en el SE de España y se describe el marco sismotectónico y geológico regional de la zona de estudio. A partir de este cuerpo de información se expone la problemática de la evaluación de la peligrosidad sísmica en el SE de España y se plantean los objetivos y metodologías a desarrollar en esta tesis.

En el **Capítulo 2** se estudia la base de datos sísmicos a emplear en los análisis sismotectónicos que se desarrollan en los siguientes capítulos de la tesis, así como para calcular los parámetros sísmicos de las fuentes sismogenéticas en el cálculo de la peligrosidad. Concretamente, se presta especial atención en analizar la calidad de las localizaciones del registro instrumental y la completitud temporal de diferentes rangos de magnitud.

En el **Capítulo 3** se lleva a cabo el *Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie* de la zona de trabajo. En este capítulo se describe la información recogida de la bibliografía sobre evidencias de actividad tectónica reciente, se analizan las relaciones sismotectónicas de superficie de los sistemas de fallas y grandes fallas del SE de España y, finalmente, se exponen los datos y resultados obtenidos en la determinación de la magnitud máxima posible y la recurrencia de grandes eventos. Los resultados obtenidos en este capítulo son de especial relevancia en la caracterización sísmica de las fuentes sismogenéticas a emplear posteriormente en el cálculo de peligrosidad.

En el **Capítulo 4** se desarrolla la metodología del *Análisis Geológico y Sismotectónico Profundo*. En primer lugar se expone la información disponible procedente de la geofísica profunda para a partir de ellas establecer una serie de bloques de dimensiones corticales. En cada bloque cortical se analiza la estructura tectónica profunda en relación con el perfil reológico y distribución de la sismicidad en profundidad. A partir de estos resultados, y con base en un modelo sencillo de ocurrencia de sismicidad, se establece una zonación preliminar de zonas sismogenéticas definidas sobre la base de la resistencia de su corteza superior y gradiente geotérmico. Por otra parte, los resultados obtenidos en este capítulo permiten

contrastar de modo semi-independiente los valores de magnitud máxima y recurrencia obtenidos a partir de datos de superficie en el capítulo anterior.

En el **Capítulo 5** se establecen definitivamente las fuentes sismogenéticas a considerar en los cálculos y se caracterizan sísmicamente. Se selecciona razonadamente una función de atenuación de la literatura y se plantean cuatro modelos sismogenéticos a contemplar en los cálculos. La variabilidad de los resultados es analizada centrándose fundamentalmente en evaluar la influencia de las grandes fallas en la peligrosidad sísmica para, finalmente, seleccionar el resultado que se considera la mejor estimación y compararlo con los trabajos precedentes de otros autores.

Finalmente, en el **Capítulo 6** se expone un resumen de todo el trabajo realizado así como de las principales conclusiones derivadas del mismo. También se detallan una serie de recomendaciones para ser tenidas en cuenta en futuras reevaluaciones de la peligrosidad sísmica del SE de España.

1.6. BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. II., Estimation of earthquake movement, release energy, and stress-strain drop from G waves spectrum. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, 23-88.

Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5867-5872.

Alfaro, J.A., Cabra, P. y Soria, J.M. (1991). Neotectonics and associated seismicity in the southeastern border of the Meseta Ibérica and its connection with the Betic Ranges. En: Mézcua y Udías (eds), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, I.G.N., Serie Monografías, 8, 283-299.

Ambraseys, N. N., Simpson, K. A. y Bommer, J. J. (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25, 371-400.

Anderson, J.G., Wesnousky, S.G. y Stirling, M.W. (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 683-690.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1983). Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Bulletin de la Sociètè Géologique de France,* 15, 555-569.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. y Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and the tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research,* 94(B5), 5585-5602.

Beek, P.A. y Cloething, S. (1992). Litosferic flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics,* 203, 325-344.

Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, Ch. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bètiques (Espagne mèridionale). *Bulletin de la Sociètè Géologique de France*, 25(7), 205-217.

Bender, B. and Perkins, D. M. (1987). *SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation*. U.S.Geological Survey Bulletin 1772, 48 pp.

Benito, B. y Cabañas, L. (1999). Caracterización del movimiento del suelo en Ingeniería Sísmica. *Física de la Tierra*, 11, 49-79.

Benito, B. y Jiménez, M.A. (1999). Peligrosidad Sísmica. *Física de la Tierra*, 11, 13-47.

Benito, B., Cabañas, L., Jiménez Peña, M.E., Cabañas, C., Álvarez Rubio, S., López Arroyo, L., Ramírez, M.S. y Nuche, R. (1999). Caracterización sísmica de emplazamientos de la Península Ibérica y evaluación del daño potencial en estructuras. Proyecto Daños, Consejo de Seguridad Nuclear, *Colección Otros Documentos*, 19.200, 240 pp.

Bisbal Cervelló, L. (1984). *Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito valenciano. Su incidencia en las obras públicas.* Tesis Doctoral, Universidad de Valencia.

Bommer, J.J., Scott, S.G. y Sarma, S.K. (2000). Hazard-consistent earthquake scenarios. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 219-231.

Bommer, J.J., Douglas,J. y Strasser, F.O. (2003). Style-of-faulting in ground-motion prediction equations. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 1(2), 171-203.

Buforn, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988). Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics,* 152, 89-118.

Buforn, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000). Geodynamic evolution of the litosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the Western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105, 10871-10898.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. y Sabadini, R. (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the wester-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters,* 160, 651-665 y 667-669.

Carreño, E., Suárez, A., Tordesillas, J. M. y Sánchez, M. (1999). Red acelerográfica del Instituto Geográfico Nacional. Diez años de registro. *I Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Murcia*. Memorias Ia, 291-298.

Coppier, G., Griveaud, P., Larouzière, F. (1989). Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3(1), 37-51.

Cornell, C.A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 1583-1606.

Cornell, C.A. y Vanmarcke, E.H. (1969). The major influences on seismic risk. *Proceedings of the Fourth World Conference on Earthquake Engineering*, I, 69-83, Santiago, Chile.

De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1988). *Tectonophysics,* 152, 41-52.

De Ruig, M.J. (1992). *Tectono-sedimentary evolution of the prebetic fold belt of Alicante (SE Spain): a study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis Doctoral de la Universidad de Vrije, Amsterdam, 207 pp.

dePolo, C.M. y Slemmons, D.B. (1990). Estimation of earthquake size for seismic hazards. En: Krinitzsky, E.L. y Slemmons, D.B., Neotectonics in earthquake evaluation, *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 8, cap.1, pp. 1-28.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortschikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethis belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics,* 123, 241-315.

Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989). Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology,* 17, 430-433.

Douglas, J. (2003). Earthquake ground motion estimation using strong-motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth-Science Reviews*, 61, 43-104.

Douglas, J. y Smit, P.M. (2001). How accurate can strong ground motion attenuation relations be? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1917-1923.

Esteva, L. (1976). Seismicity. En: Lomnitz, C y Rosenblueth, E. (eds), *Seismic Risk and Engineering Decisions*, Developments in Geotechnical Engineering 15, Elsevier, Amsterdam, Cap. 6, pp. 179-224.

Fontboté, J.M. (1986). Las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. En: *Libro Homenaje a José María Ríos, Geología de España*, I.G.M.E., Madrid, 2, pp. 251-243.

Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the Central and Eastern United States. *Seismological Research Letters*, 66(4), 8-21.

Frankel, A., C. Mueller, C., Barnhard, T., Leyendecker, E., Wesson, R., Harmsen, S., Klein, F., Perkins, D., Dickamn, N., Hanson, S. and Hopper, M. (2000) USGS national seismic hazard maps. *Earthquake Spectra*, **16**, 1-20.

Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). Stress and paleostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics,* 227, 105-126.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-marine Letters*, 12, 88-95.

García-Fernández, M., Jiménez, M.J. y Kijko, A. (1989). Seismic hazard parameters estimation in Spain from historical and instrumental catalogues. *Tectonophysics*, 167, 245-251.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw.*, 59, 155-168.

García-Mayordomo, J., Blázquez, R. y Martínez-Díaz, J.J. (2001). Influencia de los Parámetros de la Fuente en los Análisis Probabilísticos de la Peligrosidad Sísmica. En: *2º Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*, Madrid 16-19 de Octubre, Memorias, pp. 212-222.

García-Mayordomo, J., Faccioli, E. y Paolucci, R. (2004). Comparative Study of the Seismic Hazard Assessments in European National Seismic Codes. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 2, 51–73.

Giner, J.J. (1996). *Sismicidad y peligrosidad sísmica en al Comunidad Autónoma de Valencia. Análisis de Incertidumbres*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 3 tomos.

Giner, J.J., Molina., S. y Jauregui, P. (2002). Advantages of using sensitivity analysis in seismic hazard assessment: a case study of sites in southern and eastern Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 543-554.

González de Vallejo, L. (1994). Keynote lecture: Seismotectonic hazard for engineering projects in moderate seismicity regions. En: Oliveira, R., Rodrigues, L.F., Coelho, A.G. y Cunha, A.P. (eds), 7th International Congress International Association of Engineering Geology, Lisboa 5-9 septiembre, Vol. III, xix-xxxviii.

Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 185-188.

Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979). A moment-magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.

Ibargüen, J. (1983). Optimización del ajuste estadístico a series temporales de máximos de Intensidad histórica en el sureste de España. En: *V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*.

I.G.M.E. e I.G.N (1962). Mapa Sismotectónico de la Península Ibérica. Escala 1:2.500.000.

I.G.M.E. e I.G.N (1966). Mapa Sismoestructural de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000.

I.G.M.E. (1983). Mapa sismotectónico de España. Hoja piloto de Granada. Escala 1:100.000.

I.G.N. (1991). *Mapa de Peligrosidad Sísmica en España*. Grupo de Trabajo de Peligrosidad y Riesgo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional: Martínez Solares, J.M., Mezcua, J., Carreño, E., Gil, A., Chapinal, A., López-Arroyo, A., Martín Martín, A.J. y Salmerón, J. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

I.T.G.E. (1993). *Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia (escalas 1:200.000 y 1:100.000).* Conserjería de Política Territorial y Obras Públicas de la Región de Murcia, 6 mapas, 99 pp.

Ishimoto, M. e Iida, K. (1939). Observations sur les seismes enregistre par le microseismograph construite dernierment (I). *Bulletin of the Earthquake Research Institute University of Tokyo*, 17, 443-478.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1992). The Mecian Extensional System: their relation with the post-Aquitanian piggy-back basins and the paleostress evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters,* 12, 96-103.

Jiménez, M.J., García-Fernández, M. and the GSHAP Ibero-Maghreb Working Group. (1999). Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region. *Annali di Geofisica*, 42, 1057-1065.

Jolivet, L. y Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics,* 19, 6, 1095-1106.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.

Krinitzsky, E.L. (1993a). Earthquake probability in engineering – Part 2: Earthquake recurrence and limitations of Gutenberg-Richter b-values for the engineering of critical structures. The Third Richard H. Jahns Distinguished Lecture in Engineering Geology. *Engineering Geology*, 36, 1-52.

Krinitzsky, E.L. (1993b). Earthquake probability in engineering – Part 1: The use and misuse of expert opinion. The Third Richard H. Jahns Distinguished Lecture in Engineering Geology. *Engineering Geology*, 33, 2571-288.

Krinitzsky, E.L. (1995). Problems with Logic Trees in earthquake hazard evaluation. *Engineering Geology*, 39, 1-3.

Krinitzsky, E.L. (1998). The hazard in using probabilistic seismic hazard analysis for engineering. *Environmental & Engineering Geoscience*, IV(4), 425-443.

Lapajne, J.K., Sket Motnikar, B., Zabukovec, B. and Zupancic, P. (1997) Spatially- smoothed seismicity modelling of seismic hazard in Slovenia. *Journal of Seismology* **1**(1), 73-85.

Lomnitz, C. y Rosenblueth, E. (eds) (1976). *Seismic Risk and Engineering Decisions*, Developments in Geotechnical Engineering 15, Elsevier, Amsterdam, 415 pp.

Lomnitz, C. (1994). Fundamentals of Earthquake Prediction. John Wiley & Sons, Inc., USA, 323 pp.

Lonergan, L. y White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics,* 16, 3, 504-522.

López Arroyo, A. (1978). Sismicidad y riesgo sísmico en España. *Seminario sobre criterios sísmicos para instalaciones nucleares y obras públicas*, Madrid 29 y 30 de Marzo de 1978, 47-61.

López Arroyo, A. y Steep, C. (1973). Application of extreme value techniques to earthquake occurrence in the Iberian Region. *Seism. Soc. Am. Meeting, Golden, Colorado, USA*.

López Casado, C. y Molina Palacios, S. (1996). Peligrosidad sísmica e incertidumbres en las sierras Nevada y de los Filabres. En Chacón Montero e Irigaray Fernández (eds), *Sexto Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, I.T.G.E., Madrid, Vol. 2, 375-392.

López Casado, C., Estévez, A., Pinas, J.A. y Sanz de Galdeano, C. (1987). Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. *Mediterránea Serv. Geol.*, 6, 5-38.

López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. y Peinado M.A. (1995). The parameter b in the Betic Cordillera, the Rif and neighbouring areas. Its relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics*, 248, 277-292.

López Casado, C., Molina Palacios, S., Delgado, J. y Peláez, J. A. (2000). Attenuation of Intensity with epicentral distance in the Iberian Peninsula. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(1), 34-47.

Martín, A.J. (1983). *Riesgo sísmico en la Península Ibérica.* Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid. 2 tomos.

Martín, A.J. (1989a). Problemas relacionados con la evaluación de la peligrosidad sísmica en España. *Física de la Tierra*, 1, 267-286.

Martín, A.J. (1989b). Probabilistic seismic hazard analysis and damage assessment in Andalusia (Spain). *Tectonophysics*, 167, 235-244.

Martín, A.J. y Sierra, J. (1981). Nuevos mapas de riesgo sísmico de la Península Ibérica obtenidos mediante la distribución de Gumbel tipo I. *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid, 1, 309-324.

Martín, A.J. y Blázquez, R. (1983). Cálculo del riesgo sísmico y terremotos de proyecto para la presa de El Limonero (Málaga). *Revista de Geofísica*, 39, 119-138.

Martín, A. J., Carreño, E. e Izquierdo, A. (1996). Análisis de la atenuación de aceleraciones de la serie de sismos de Adra de 1993 y 1994. *Avances en Geodesia y Geofísica*, vol. I, año 1, 115-123.

Martín Bourgón, P., Bernal, A., López de Alda, F.J., Ferreiro, E. y Tena Davila, M. (1996a). Zonación sismotectónica de la Península Ibérica para su uso en estudios de peligrosidad sísmica. En Chacón Montero e Irigaray Fernández (eds), *Sexto Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, I.T.G.E., Madrid, Vol. 2, 357-374.

McCalpin, J. (1996). Application of paleoseismic data to seismic hazard assessment and neotectonic research. En: McCalpin (ed), Academic Press, *Paleoseismology*, cap. 9, 439-493.

McGuire, R.K. (1976). *EQRISK, Evaluation of earthquake risk to site*. Open File report 7667, USGS, USA, 90 pp.

Mallard, D.J. (1991). Learning to cope with faults. En: Ouest Editions, *Proceedings of the International Conference on Seismic Hazard Determination in Areas of Moderate Seismicity*, theme 2B, 111-121.

Mezcua, J. (1982). *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. Publicación 202 del Instituto Geográfico Nacional. Presidencia del Gobierno. Madrid.

Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983). *Sismicidad del Área Ibero-Mogrebí*. Publicación Técnica 203 del Instituto Geográfico Nacional, 301 pp. Madrid.

Mezcua, J., Herráiz, M. y Buforn, E. (1984). Study of 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(1), 167-179.

Mogi, K. (1967). Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 5(1), 35-55.

Mohammadioun, B. y Serva, L. (2001). Stress drop, slip type, earthquake magnitude, and seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(4), 694-707.

Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Zhao, D., Torcal. F., Vida., F., González Lodeiro, F. (1999). Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea. *Geology*, 27, 735-738.

Munuera, J.M. (1969). *El mapa de zonas sísmicas generalizadas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 50 pp.

Muñoz, D. (1983). *Estudio del riesgo sísmico en el sur y en el sureste de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 117 pp.

Muñoz, D. (1989). Conceptos básicos en riesgo sísmico. *Física de la Tierra*, 1, 199-215.

Muñoz, D., Mayer-Rosa, D., Banda, E. y Udías, A. (1984). A probabilistic calculation of seismic hazard of southern Spain. *Engineering Geology*, 20(1/2), 49-61.

Muñoz, D. y Udías, A. (1992). Earthquake occurence and seismic zonation in South Spain. *10th World Conference on Earthquake Engineering*, Madrid, 1, 483-487.

Musson, R.M.W. y Henni, P.H.O. (2001). Methodological considerations of probabilistic seismic hazard mapping. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21, 385-403.

Ordaz, M., Jara, J.M. y Singh, S.K. (1989). Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero. *Informe conjunto del Instituto de Ingeniería de la UNAM y el Centro de Investigación Sísmica AC de la Fundación Javier Barros Sierra*.

Peláez Montilla, J.A. y López Casado, C. (2002). Seismic Hazard estimate at the Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics*, 159, 2699-2713.

Peláez Montilla, J.A., López Casado, C. y Henares Romero, J. (2002). Deaggregation in magnitude, distance, and azimuth in the South and West of the Iberian Peninsula. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2177-2185.

Platt, J.P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society American Bulletin,* 97, 1037-1053.

Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989). Extensional collapse of thickened continental litosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology,* 17, 540-543.

Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis*. Columbia University Press, New York.

Risk Engineering, Inc. (1995). *EZ-FRISK v.2 Users Manual*.

Rey Pastor, A. (1956). *Mapa Sismotectónico de la Península Ibérica. Escala 1:2.000.00*. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.

Roca, A., López Arroyo, A. y Suriñach, E. (1984). Application of the Gumbel III law to seismic data from southern Spain. *Engineering Geology*, 20(1/2), 63-71.

Romeo, R. y Pugliese, A. (2000). Seismicity, seismotectonics and seismic hazard of Italy. *Earthquake Engineering*, 55, 241-266.

Royden, L.H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics,* 12, 629-638.

Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics,* 172, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. (1996). The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the internal zone (a combined explanation). *Estudios Geológicos*, 52, 123-136.

Sanz de Galdeano, C. y López-Casado, C. (1988). Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. *Revista de Geofísica*, 44, 175-198.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research,* 4, 21-36.

Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995). Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. *Tectonophysics*, 248, 293-302.

Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. y Demnati, A. (1996). Geophysical evidence for litospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature,* 379, 785-790.

Schenk, V., Mantlik, F., Zhizhin, M. N. y Tumarkin, A. G. (1990). Relation between macroseismic intensity and instrumental parameters of strong motions--a statistical approach. *Natural Hazards*, 3, 2, 111-124.

Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5681-5698.

Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1986) Seismic Hazards: New trends in analysis using geological data. En: National Academy Press, Washington, *Active Tectonics*, Cap. 14, pp. 215-214.

Shimazaki, K. y Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 7, 279-282.

Singh, S.K., Rodríguez, M. y Esteva, L. (1983). Statistics of small earthquakes and frequency of occurrence of large earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 1779-1796.

Slemmons, D.B. (1978). A procedure for analyzing fault-controlled lineaments and the activity of faults. En: O'Leary, D.W. y Earle, J.L. (eds). *3rd International Conference on Basement Tectonics*, Durang, Colorado (USA), 15-19 de Mayo. Basement Tectonics Commitee Publication nº 3.

Slemmons, D.B. (1982). Determination of design earthquake magnitudes for microzonation. En: *Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference*, Seatle, Washington, v.1, 119-130.

Soriano, A., López Arroyo, A. y Roesset, M. (1975). Deterministic and probabilistic approach to determine seismic risk of nuclear power plants. A practical example. *Symposium on Earthquake Risk for Nuclear Power Plants*, Luxemburgo, 29-87.

Stein, R.S., Barka, A.A. y Dieterich, J.H. (1997). Progressive failure on the northern Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 694-604.

Stirling, M.W., Wesnousky, S.G. y Shimazaki, K. (1996). Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike-slip faults: a global survey. *Geophysical Journal International*, 124, 833-868.

Stirling, M., Rhoades, D. y Berryman, K. (2002). Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 812-830.

Thatcher, W. (1984). The earthquake deformation cycle, recurrence, and the Time-Predictable Model. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5674-5680.

Toda, S., Stein, R.S., Reasenberg, P.A., Dieterich, J.H. y Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 M_w = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 25543-24565.

Trifunac, M. D. y Brady, A. G. (1975). On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(1), 139-162.

Udías, A., López-Arroyo, A. y Mézcua, J. (1976). Seismotectonics of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31, 259-289.

Vegas, R. (1992). Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacto entre África y la Península Ibérica. *Física de la Tierra*, 4, 41-56.

Vegas, R. y Banda, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4, 320-342.

Villamor, P. y Berryman, K. (1999). La tasa de deslizamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica. *1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Murcia, I, 153-163.

Vissers, R.L.M., Platt, J.P. y van der Wal, D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A litospheric view. *Tectonics,* 14, 4, 786-803.

Weijermars, R. (1985). Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (Western Mediterranean). *Geologie en Mijbouw*, 64, 349-356.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture lenght, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., Shimakazi, K. y Matsuda. (1984). Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: A case study of Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(2), 687-708.

Wesnousky, S.G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.

Wesnousky, S.G. (1994). The Gutenberg-Richter or the characteristic earthquake model, which is it? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1940-1959.

WGCEP (Working Group on California Earthquake Probabilities) (1988). Probabilities of large earthquakes occurring in California on the San Andreas fault. *U.S. Geological Survey*, Open File Report., 88-398, 62 pp.

Westaway, R. (1991). Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegen. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 393-406.

Woo, G. (1996). Kernel estimation methods for seismic hazard source modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(2), 353-362.

Wu, S-C., Cornell, C.A., Winterstein, S.R. (1995). A hybrid recurrence and it implication on seismic hazard results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(1), 1-16.

Youngs, R.R. y Coppersmith, K.J. (1985). Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bulletin of the Seismological society of America*, 75(4), 939-964.

2. ANÁLISIS DE LA BASE DE DATOS SÍSMICOS

2.1. CONSIDERACIONES INICIALES

2.1.1. Área de recopilación: Zona de trabajo

El área de recopilación de datos sísmicos considerada en este estudio coincide exactamente con la "zona de trabajo" que quedó definida en el apartado 1.4.1 (cf. fig. 1.16). La sismicidad registrada en esta zona se considera suficiente para permitir la definición del modelo de fuentes sismogenéticas del SE de España que será empleado en el cálculo de la peligrosidad sísmica en la zona de mapeo (cf. 1.4.1). Las coordenadas de los vértices que delimitan la zona de trabajo y el área de donde se ha extraído la información sísmica se detallan en la **Tabla 2.1**.

		Esquina NW	**Esquina NE**	**Esquina SW**	**Esquina SE**
UTM (huso 30)	X	411.530	775.000	556.235	914.500
(metros)	Y	4.250.987	4.449.181	4.012.075	4.218.817
Geográficas	Longitud	-4,0132	0,2284	-2,3741	1,7212
(décimas de grado)	Latitud	38,4046	40,1499	36,2538	38,0241

Tabla 2.1. Coordenadas del área de explotación de la Base de Datos Sísmicos del IGN.

2.1.2. Elección de la fuente de información de datos sísmicos

Dentro de la zona de trabajo operan tres redes sísmicas independientes, concretamente la Red de la Universidad de Alicante, la Red del Instituto Andaluz de Geofísica y la Red Sísmica Nacional (RSN), ésta última explotada y mantenida por el Servicio de Sismología e Ingeniería Sísmica del Instituto Geográfico Nacional (IGN) del Ministerio de Fomento. Dado que la zona de trabajo comprende áreas fuera del rango de detección de las redes locales, y también con objeto de evitar la mezcla de datos que podría resultar en un catálogo no homogéneo, solo se considerarán en este trabajo los datos registrados por la red del IGN, que por otra parte es el organismo estatal responsable del mantenimiento y actualización del Catálogo Sísmico de España.

El catálogo del IGN procede originalmente de la revisión y homogenización de los diversos catálogos sísmicos que fueron publicados en España con anterioridad a 1963, año a partir del cual el IGN comienza a editar los Boletines de Sismos Próximos. Una excelente relación de los catálogos sísmicos antiguos y sus características puede encontrarse en López Arroyo (1978) y en Muñoz y Udías (1982). A finales de los años 70 el IGN procede a un nuevo estudio de revisión y homogenización del catálogo, publicándose en 1983 el Catálogo Sísmico del Área Ibero-Mogrebí (Mezcua y Martínez Solares, 1983). Este catálogo comprende una extensa área que abarca el océano Atlántico hasta Azores y Canarias, la Península Ibérica y el norte de África, y en él se incluyen datos procedentes de agencias sísmicas de otros países, como Portugal, Marruecos y Túnez.

El proceso de revisión y homogenización supuso la reevaluación del valor de la Intensidad de numerosos terremotos en los que no existía registro instrumental, así como la homogenización de ésta a la escala MSK. Así mismo, este catálogo incorporó los resultados de una serie de trabajos de investigación histórica (e.g.: López Marinas, 1978; Rodríguez de la Torre, 1980), que supusieron el descubrimiento de nuevos terremotos y la evaluación de la intensidad de otros hasta el momento desconocida. Finalmente, en aquellos terremotos en los que existía suficiente información instrumental se procedió, en base a unos criterios comunes, al recálculo de su magnitud y localización.

Todas estas características hacen del catálogo sísmico del IGN la base de datos de terremotos más completa y homogénea de España, tanto en términos temporales como espaciales. Sin embargo, como se expone en el apartado siguiente, se ha considerado conveniente completar este catálogo a partir del exhaustivo estudio sobre terremotos históricos realizado por Bisbal Cervelló (1984).

2.1.3. Incorporación de terremotos históricos al Catálogo del IGN

Debido a la importancia que tiene el conocimiento de la ocurrencia de sismos de gran Intensidad en el pasado histórico se ha procedido a efectuar una revisión del trabajo de Tesis Doctoral de Bisbal Cervelló (1984). En este trabajo la ocurrencia de sismos históricos es investigada a lo largo de una extensa área, que abarca prácticamente la mitad oriental de España, prestando especial atención a los terremotos ocurridos en la Comunidad Valenciana.

Consideramos este trabajo de especial significación debido fundamentalmente a dos razones. En primer lugar porque la mayoría de los trabajos de sismicidad histórica que se referencian en el catálogo del IGN estuvieron centrados en la parte meridional de nuestra zona de trabajo (Almería, Murcia y sur de Alicante) quedando la parte norte menos estudiada (norte de Alicante, Valencia y Albacete); y en segundo lugar porque el propio Bisbal realiza una rigurosa evaluación de la intensidad de los sismos inéditos que encuentra, además de contrastar sus datos con los contenidos en el propio catálogo del IGN a la fecha de 1984, así como con catálogos históricos de otros autores.

Bisbal Cervelló (1984) encontró 46 terremotos inéditos de los cuales 36 se localizan en nuestra zona de trabajo. De éstos, 8 tienen asignada una intensidad superior o igual a VII. Tras su comparación con el catálogo actual del IGN se puso de manifiesto que 17 de los 36 terremotos originales de Bisbal habían sido referenciados en posteriores actualizaciones, aunque con variaciones diversas en cuanto al valor de la intensidad o la localización. Sin embargo, aún restan 5 eventos de intensidad superior o igual a VII que no aparecen reseñados en el catálogo del IGN a fecha de 05/05/2002 (**Tabla 2.2**). Debido a su importante valor de intensidad, y en aras a disponer de un mayor espectro de completitud temporal, se ha considerado conveniente incorporarlos a la base de datos sísmicos.

Fecha (Año/Mes/Día)	Hora	Localidad Principal	Intensidad MSK
1013/00/00	-	ORIHUELA.A	VIII
1547/08/29	20:00:00	COCENTAINA.A	VIII
1673/01/15	-	ORIHUELA.A	VIII
1787/08/17	19:00:00	ELCHE.A	VII
1852/11/10	19:00:00	BENIGANIM.V	VII

Tabla 2.2. Terremotos de intensidad igual o superior a VII descubiertos por Bisbal Cervelló (1984) y no contemplados en el catálogo del IGN

Por otra parte, Bisbal Cervelló (1984), a partir de sus propias observaciones y del estudio de catálogos de sismos históricos de otros autores, estima la intensidad de numerosos terremotos que en el catálogo del IGN aparecen reseñados pero sin valor de intensidad asignado. Dentro de la zona de trabajo figuran tres terremotos con intensidad igual o superior a VII que se han incorporado al catálogo, por las mismas razones expuestas en el párrafo anterior (**Tabla 2.3**).

Fecha (Año/Mes/Día)	Hora	Localidad Principal	Intensidad MSK
1258/00/00	-	ONTINYENT.V	VIII
1482/10/10	-	ORIHUELA.A	VIII
1724/09/13	13:00:00	GANDIA.V	VII

Tabla 2.3. Sismos históricos reseñados en el catálogo del IGN sin intensidad asignada a los cuales se les ha asignado la intensidad estimada por Bisbal Cervelló (1984).

2.1.4. Características generales de la base de datos sísmicos

Como ha sido explicado en apartados anteriores la base de datos sísmicos que se empleará en este trabajo procede, prácticamente en su totalidad, de la explotación directa del catálogo provisto por el Servicio de Sismología e Ingeniería Sísmica del IGN En la versión digital de esta tesis esta información se adjunta en un fichero denominado *CatálogoSísmico.xls*.

Los campos que componen la base de datos son los siguientes: Agencia que provee la información (a todos los efectos el Servicio de Sismología e Ingeniería Sísmica del IGN ó Bisbal Cervelló, 1984), coordenadas geográficas de la localización epicentral, coordenadas UTM de la localización con referencia al huso 30, año, mes, día, hora origen, error cuadrático medio en segundos de los residuos en tiempo a cada estación, profundidad focal en km, desviación típica de la solución epicentral e hipocentral en km, número de observaciones de P y S utilizadas para el cálculo de la solución, magnitud, intensidad máxima sentida o epicentral, nombre de la localidad principal más cercana al epicentro y código postal de la provincia. Así mismo se incluye un campo misceláneo donde se indica información relativa a la clasificación en réplica o premonitorio del evento, si consta un mapa de isosistas, si el epicentro es submarino, y si existe mecanismo focal calculado. Finalmente, otro campo indica con el código D si el registro es digital. Además se ha creado un campo que contiene el número de orden de cada evento en función de su antigüedad.

La escala de Intensidad empleada en el catálogo del IGN es la MSK, si bien a partir de 1997 se emplea la EMS (European Macroseismic Scale). La escala EMS puede considerarse una actualización de la MSK a los métodos constructivos modernos, y por tanto ambas escalas pueden considerase comparables.

La escala de magnitud empleada en el catálogo es la de ondas de cuerpo m_b calculada sobre el máximo de amplitud de la onda Lg. Es importante señalar que el método de cálculo de la magnitud varía de modo importante según sea la antigüedad del registro, como se detallará más adelante.

La base de datos sísmicos explotada se compone de 3.249 eventos sísmicos, de los cuales aproximadamente el 20% están clasificados como réplicas o premonitorios, y el 15% están localizados en el mar. Temporalmente el catálogo abarca desde el año 237 a.c., primer terremoto del que se tiene algún conocimiento en el área, hasta el 5 de Mayo del 2002.

2.1.5. Subdivisión del catalogo en periodos temporales homogéneos

Con objeto de poder estudiar la ocurrencia y características de la sismicidad en la definición de fuentes sismogenéticas es necesario, en primer lugar, realizar una subdivisión del catálogo en periodos temporales homogéneos en términos de la completitud del registro, la variabilidad del valor de la magnitud y la precisión en la localización. La definición de estos periodos se debe realizar considerando el progreso y evolución en el tiempo de la Red Sísmica Nacional y su repercusión en los datos contenidos en el catálogo sísmico.

Si bien es en 1897 cuando se instala en España el primer sismógrafo no es hasta los años 20 cuando empieza a estar operativa la primera Red Sísmica Nacional (I.G.N., 1991). Este hecho se constata en nuestra base de datos por una parte, con un aumento de la frecuencia de eventos localizados en el mar, y por otra, con el primer registro con magnitud calculada (1919, Jacarilla, Alicante, m_b=5,2). Aproximadamente a partir de 1920, empiezan a registrarse eventos con intensidad II, y los eventos de intensidad VII o superior tienen, salvo alguna excepción, magnitud calculada.

A finales de los años 50 la Red Sísmica Nacional experimenta una importante renovación del instrumental, si bien el número de estaciones de registro continúa prácticamente siendo el mismo que en el periodo anterior (I.G.N., 1992). En nuestro catálogo se observa claramente como aumenta el registro de sismos con magnitud menor de 3,5, especialmente en las provincias de Almería, Murcia y Alicante. También se observa que las primeras medidas en el error de localización tienen lugar por estos años.

Posteriormente, durante mediados de los años 80, la Red Sísmica Nacional vuelve a experimentar un proceso de mejora acompañado por una importante ampliación en el número de estaciones de registro. Actualmente en nuestra zona de trabajo todos los sismógrafos instalados son posteriores a 1984 (**Fig. 2.1a**). Finalmente, hay que destacar que, desde 1990 y hasta nuestros días, está teniendo lugar la implantación de la nueva Red Sísmica Digital, que incluye la creación de nuevas estaciones y la mejora de las existentes (**Fig. 2.1b**).

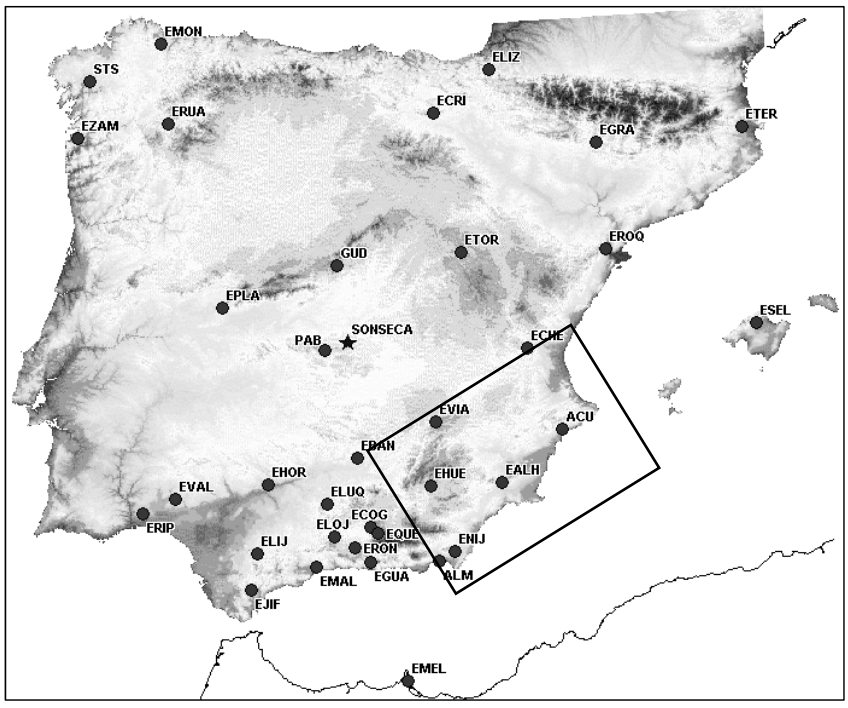


Figura 2.1a. Red Sísmica Nacional (tomado de la página web del Instituto Geográfico Nacional). El recuadro marca aproximadamente los límites de la zona de trabajo (tomado de la web del Instituto Geográfico Nacional).

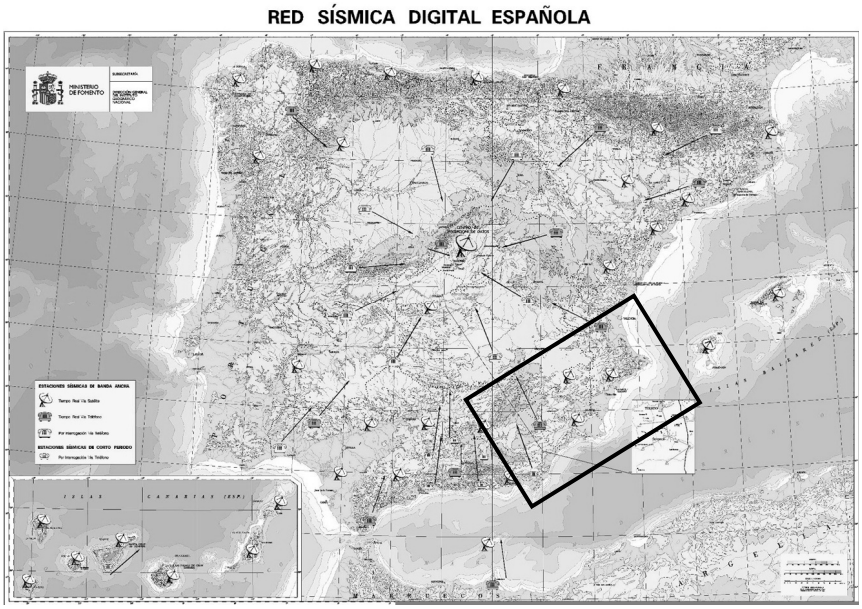


Figura 2.1b. Red Sísmica Digital. El recuadro marca aproximadamente los límites de la zona de trabajo (tomado de la web del Instituto Geográfico Nacional).

A partir de las consideraciones anteriores el catálogo sísmico se ha subdividido en los siguientes periodos temporales: Histórico (hasta 1920), Instrumental Precario (hasta 1960), Instrumental Antiguo (hasta 1985) e Instrumental Moderno (desde 1985). Los límites entre cada periodo deben entenderse como aproximados, puesto que el paso de un periodo a otro no es homogéneo en toda la zona de trabajo.

2.2. ANÁLISIS DE LA BASE DE DATOS SÍSMICOS POR PERIODOS TEMPORALES

2.2.1. Periodo Histórico: 237 a.c. – 1919

El periodo histórico contiene un total de 486 terremotos de los cuales más de la mitad (311) tienen asignado el valor de intensidad. El primer terremoto con intensidad estimada es el del año 1013 en Orihuela (Alicante) de intensidad VIII y el último el de 1919 en Jacarilla (Alicante), de m_b=5,2 e I=VIII, que supone la primera magnitud referenciada en el catálogo. El valor de intensidad más frecuente en el catálogo histórico es V (**Fig. 2.2**).

El catálogo contiene un total de 21 sismos destructivos ($I_o \geq$VIII) (**Tabla 2.4**). El grado VIII, en la escala de intensidad MSK, implica que las construcciones de mampostería sufren colapso o daños graves. Este tipo de construcción era el habitual en las épocas históricas que tratamos aquí. Es muy posible que la intensidad de alguno de los terremotos esté sobre valorada debido a la exageración interesada del cronista, motivada fundamentalmente por el objeto de obtener mayores ayudas económicas por parte del reinado o gobierno vigente. Este hecho, junto con la evolución moderna de las técnicas y materiales de construcción, pone de manifiesto las grandes incertidumbres que habría que admitir de extrapolar efectos destructivos similares a nuestros días, así como de intentar correlacionar el valor de la intensidad macrosísmica con el tamaño del terremoto en cuestión, ya sea en términos de magnitud o de liberación de energía sísmica.

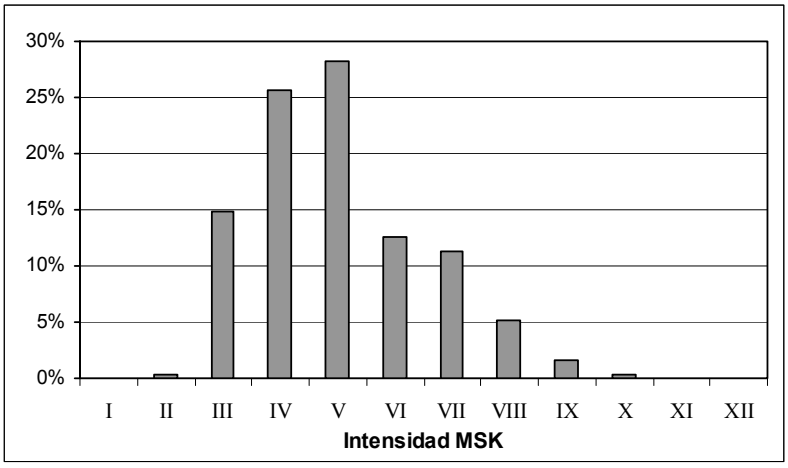


Figura 2.2. Frecuencia relativa de los valores de intensidad de los terremotos registrados con anterioridad a 1920 (Periodo Histórico).

Fecha (Año/Mes/Día)	Localidad Principal y provincia	Intensidad MSK	Número de réplicas y máxima intensidad
1013/??/??	Orihuela (Alicante)	VIII	-
1258/??/??	Ontinyent(Valencia)	VIII	-
1396/12/18	Tavernes (Valencia)	IX	-
1482/10/10	Oriehuela (Alicante)	VIII	-
1518/11/09	Vera (Almería)	IX	-
1519/11/??	Xátiva (Valencia)	VIII	-
1522/09/22	Almería (Almería)	IX	-
1523/??/??	Guardamar del Segura (Alicante)	VIII	-
1531/09/30	Baza (Granada)	VIII	-
1547/08/29	Cocentaina (Alicante)	VIII	
1579/01/30	Lorca (Murcia)	VIII	-
1620/12/02	Alcoy (Alicante)	VIII	6 (-)
1645/??/??	Alcoy (Alicante)	IX	-
1658/12/31	Almería (Almería)	VIII	-
1673/01/15	Orihuela (Alicante)	VIII	-
1674/08/28	Lorca (Murcia)	VIII	1 (VII)
1748/03/23	Enguera (Valencia)	IX	3 (VIII)
1829/03/21	Torrevieja (Alicante)	X	23 (VII)
1911/03/21	Cotillas (Murcia)	VIII	5 (V)
1911/04/03	Lorquí (Murcia)	VIII	49 (VII)
1919/09/10	Jacarilla (Alicante)	VIII	13 (VII)

Tabla 2.4. Terremotos destructivos ($I_0 \geq$VIII) reseñados en el catálogo con anterioridad a 1920.

Dentro de los terremotos con intensidad mayor o igual a VIII hay que destacar los sismos de Cotillas y Lorquí de 1911 (**Tabla 2.4**). El hecho de que el terremoto de Lorquí se produzca tan solo 13 días después del de Cotillas, y que ambas poblaciones se localicen a solo 9 km de distancia, permite clasificar al segundo como réplica o terremoto compuesto del primero (Martínez-Díaz, 1998). Por tanto, a efectos de estimar una tasa de ocurrencia temporal de la sismicidad en el periodo histórico uno de los dos sismos debe ser obviado de la muestra.

Distribución espacial de los epicentros macrosísmicos

La localización de los terremotos históricos que figura en el catálogo se refiere a las coordenadas geográficas de la localidad donde los efectos del sismo se sintieron principalmente. La distribución espacial de la sismicidad histórica está por tanto fuertemente influenciada por la existencia de poblaciones importantes a distancias próximas al epicentro en el momento de la ocurrencia del terremoto, así como por los fenómenos de amplificación local. Sin embargo, aunque de modo incompleto, puede proveer información de aquellas áreas del territorio en las que se ha concentrado la liberación de esfuerzos a lo largo de los siglos.

En la zona de trabajo la sismicidad histórica se distribuye fundamentalmente paralela a la costa en una franja de unos 50-60 km de ancho, que así mismo coincide con las áreas donde se ubican las poblaciones históricas más importantes (**Fig. 2.3**). Considerando la sismicidad con intensidad superior a VII se pueden distinguir agrupaciones de epicentros en las zonas limítrofes entre las provincias de Valencia y Alicante, sur de Alicante y Murcia, y en Almería.

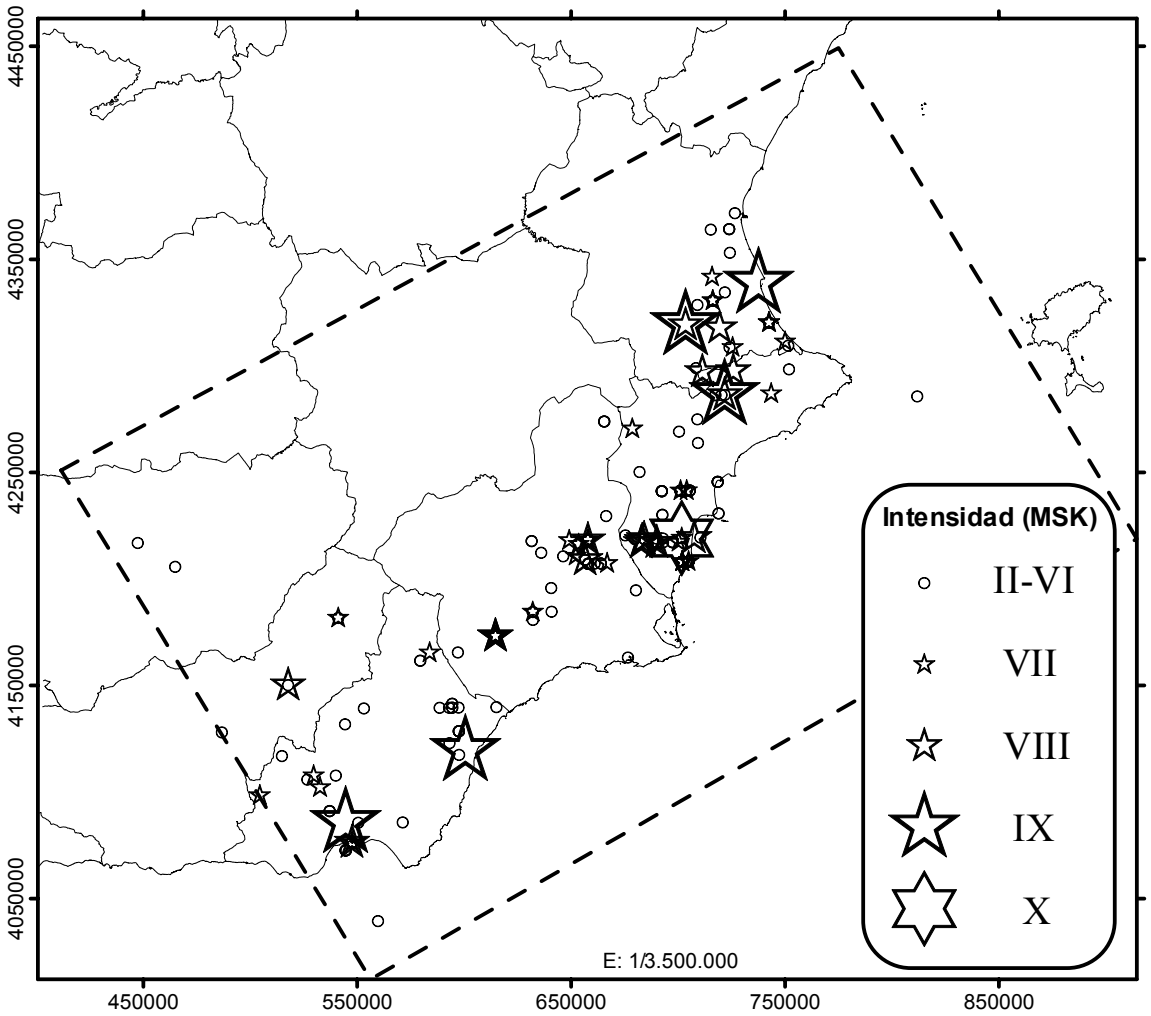


Figura 2.3. Distribución espacial de los epicentros de terremotos con intensidad estimada ocurridos con anterioridad a 1920 (Periodo Histórico). Proyección orotográfica en coordenadas UTM (huso 30); espaciado entre marcas 100 km.

Completitud del registro

Debido a que el conocimiento de la ocurrencia de un terremoto en épocas pasadas está íntimamente ligado a la existencia de información escrita, y a su descubrimiento por parte de algún investigador, es claro que la completitud del catálogo histórico debe aumentar con la modernidad del registro (**Fig. 2.4**). Este hecho es especialmente evidente para las intensidades pequeñas y moderadas, cuyo registro empieza a ser notable durante el siglo XIX, coincidente con un progresivo aumento del interés científico por el fenómeno sísmico, motivado, en parte, por la ocurrencia de dos importantes sismos destructores: el de 1829 en Torrevieja (Alicante, I_o=X) y el de 1884 en Arenas del Rey (Granada, I_o=X), éste último localizado fuera de la zona de trabajo.

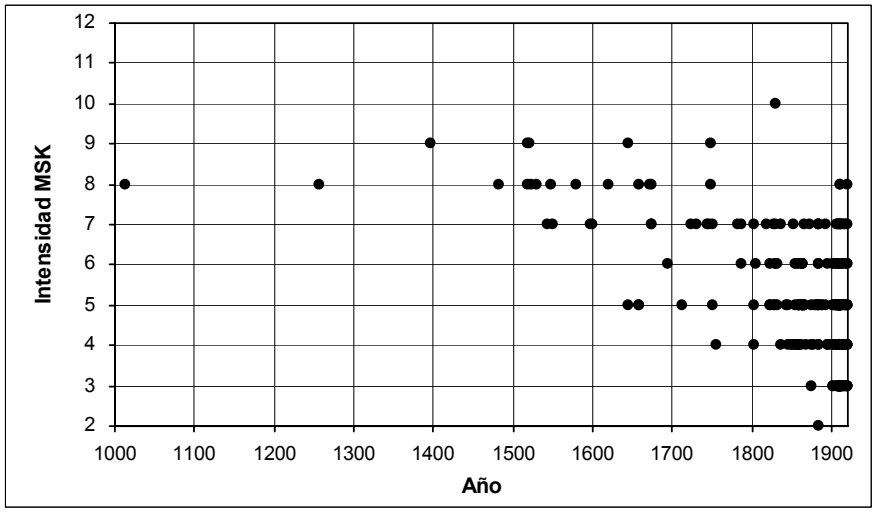


Figura 2.4. Distribución temporal del valor de intensidad de los terremotos registrados con anterioridad a 1920 (Periodo Histórico).

Respecto a las intensidades altas ($I_o \geq$VIII) destaca que la ocurrencia del 60% de estos sismos tenga lugar entre los años 1500 y 1700. Esta observación puede ser indicativa de la aparición de un especial periodo sísmico en estos 200 años, o también, que las intensidades de VIII puedan estar sobrevaloradas, es decir, que algunas de ellas se correspondan en verdad con intensidades de VII. El resto de las intensidades de VIII se localizan aproximadamente entre el año 1000 y 1250. Estos terremotos debieron ser realmente fuertes, dada la antigüedad de las crónicas y, por tanto, el valor VIII debe representar un mínimo. Teniendo en cuenta la posible mezcla entre valores de intensidad diferente se prefiere considerar la completitud de los grados VIII y IX conjuntamente y que su registro continuo se sitúa entre el año 1000 y 1500.

Respecto a la intensidad X, de la que existe un único registro (1829, Torrevieja, Alicante), se podría intentar hacer un razonamiento similar teniendo en cuenta que la existencia de crónicas históricas de terremotos ocurridos con anterioridad al año 1000 debe ser indicativa de la gran intensidad que alcanzaron estos sismos. Sin embargo, en el catálogo histórico solo existen tres terremotos registrados con anterioridad a este año, y todos ellos ocurrieron antes de la era cristiana. Es por tanto muy arriesgado plantear cualquier hipótesis de completitud del catálogo con anterioridad al año 1000, independientemente del grado de intensidad que se considere, ya que lo más probable es que la crónica histórica de estos terremotos se haya perdido o simplemente no exista. Como se discute en los siguientes capítulos la ocurrencia del terremoto de Torrevieja se ha relacionado con una rotura en la Falla del Bajo Segura. La recurrencia de tales eventos debe ser estimada a partir del registro paleosísmico, mucho más extenso temporalmente que el registro histórico.

2.2.2. Periodo Instrumental Precario: 1920-1959

Durante este periodo comienza a estar operativa la primera Red Sísmica Nacional (RSN), y por tanto se produce el cálculo de la magnitud con relativa frecuencia. El uso del adjetivo precario hace referencia a los instrumentos de medida empleados en esta primera RSN, que no permitieron determinar con precisión los valores de la magnitud, ni los parámetros de localización. Concretamente, los valores de magnitud de este periodo fueron obtenidos a través de un método menos preciso y diferente del que se emplea en los siguientes periodos instrumentales, y que conlleva la consideración de un error en la magnitud de hasta 4 décimas (Mezcua y Martínez Solares, 1983).

El catálogo de este periodo está compuesto por 436 terremotos de los cuales prácticamente la mitad (45,5%) tienen la magnitud calculada, y casi todos intensidad asignada (85,5%). El valor de intensidad más frecuente es III, lo que supone un aumento notable en el registro de sismos de intensidades bajas respecto al periodo anterior, si bien la determinación conjunta de pares intensidad-magnitud tiene lugar aproximadamente a partir de la intensidad V y VI (**Fig. 2.5a**). Los terremotos de intensidades V y VI presentan frecuentemente valores de magnitud por encima de 3,8 (60 y 85%, respectivamente). En términos de magnitud el rango más frecuente es el de [3,1-3,5] seguido muy de cerca por el de [3,6-4,0] (**Fig. 2.5b**).

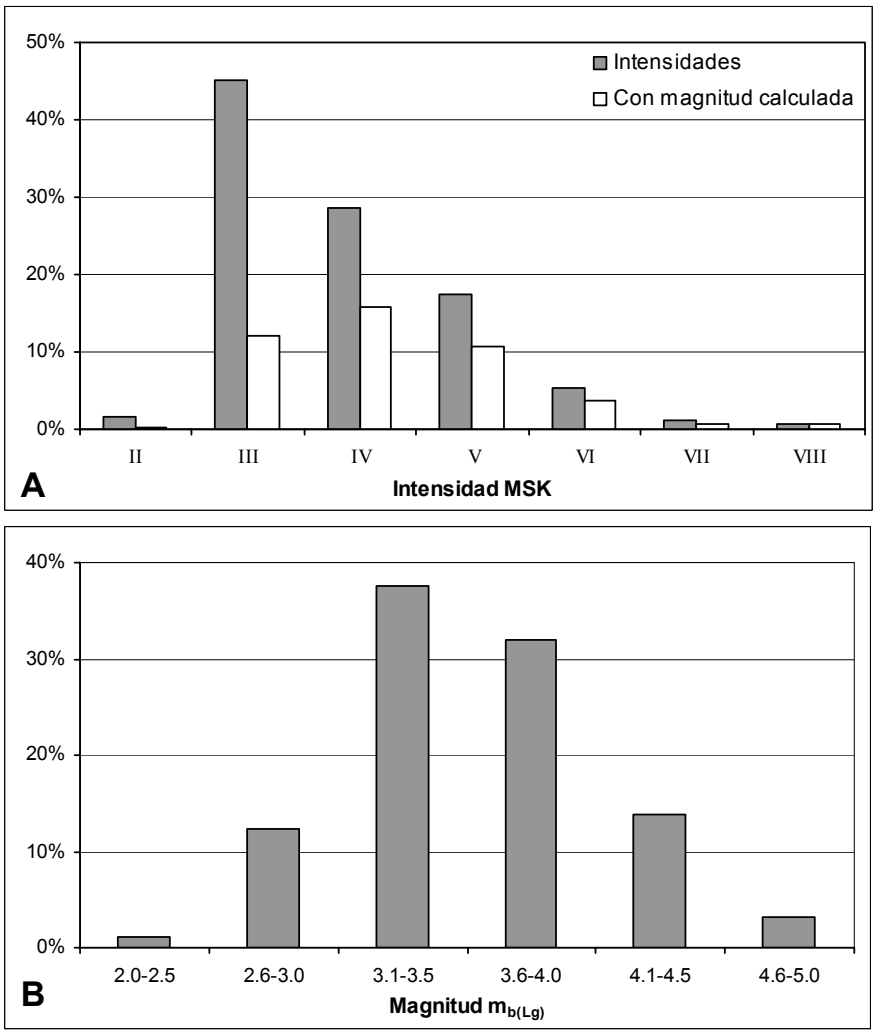


Figura 2.5. A) Distribución de la intensidad y B) distribución de la magnitud de los terremotos registrados entre 1920 y 1959 (Periodo Instrumental Precario).

Durante este periodo se producen tres terremotos destructivos de I_o=VIII, destacando el de Cehegín (Murcia) por presentar además la mayor magnitud calculada en todo el periodo (**Tabla 2.5**). Llama la atención el escaso número de réplicas que presentan estos terremotos en relación con otros de igual intensidad registrados en el periodo histórico (cf. tabla 2.4).

Fecha (Año/Mes/Día)	Localidad Principal y provincia	Magnitud	Intensidad MSK	Número de réplicas y máxima intensidad-magnitud
1932/03/05	Lúcar (Almería)	4,8	VIII	3 (? – 4,0)
1948/06/23	Cehegín (Murcia)	5,0	VIII	4 (IV – 3,7)
1951/03/10	Linares (Jaén)	4,8	VIII	1 (? – 4,0)

Tabla 2.5. Terremotos con intensidad igual o superior a VIII en el periodo 1920-1959.

Calidad de la localización y distribución espacial de la sismicidad

La localización de los eventos ocurridos durante este periodo es poco precisa. De hecho el cálculo del error de localización comienza a registrarse con relativa frecuencia a mediados de los años 50, coincidiendo con el final de este periodo. Estos registros representan tan sólo el 5% del total, presentando la mayor parte de ellos errores de localización superiores a los 10 km, y una importante fracción de éstos superiores a 20 km (**Fig. 2.6**).

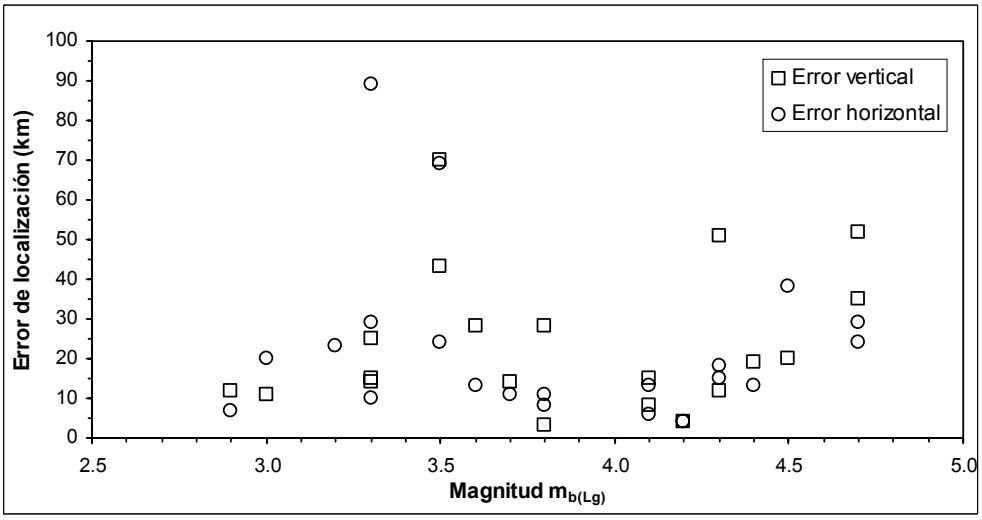


Figura 2.6. Distribución del error de localización en función de la magnitud para los terremotos registrados entre 1920 y 1959 (Periodo Instrumental Precario).

La precisión de la localización parece mejorar con el registro de magnitudes relativamente grandes. Sin embargo, ninguno de los tres sismos destructores de este periodo (cf. tabla 2.5) tiene calculado el error de localización, como la gran mayoría de los registros. Sobre estos terremotos sin error calculado cabe extrapolar las observaciones anteriores y asumir que, en términos generales, presentan un error de localización (vertical y horizontal) del orden de los 10-20 km, siempre que no se localicen en el mar. En este caso el error de localización puede ser mucho mayor.

La distribución espacial de la sismicidad en la zona de trabajo parece indicar las mismas agrupaciones sísmicas que se observan en el periodo histórico, si bien aparece una mayor representación de la sismicidad en las áreas del interior (**Fig. 2.7**).

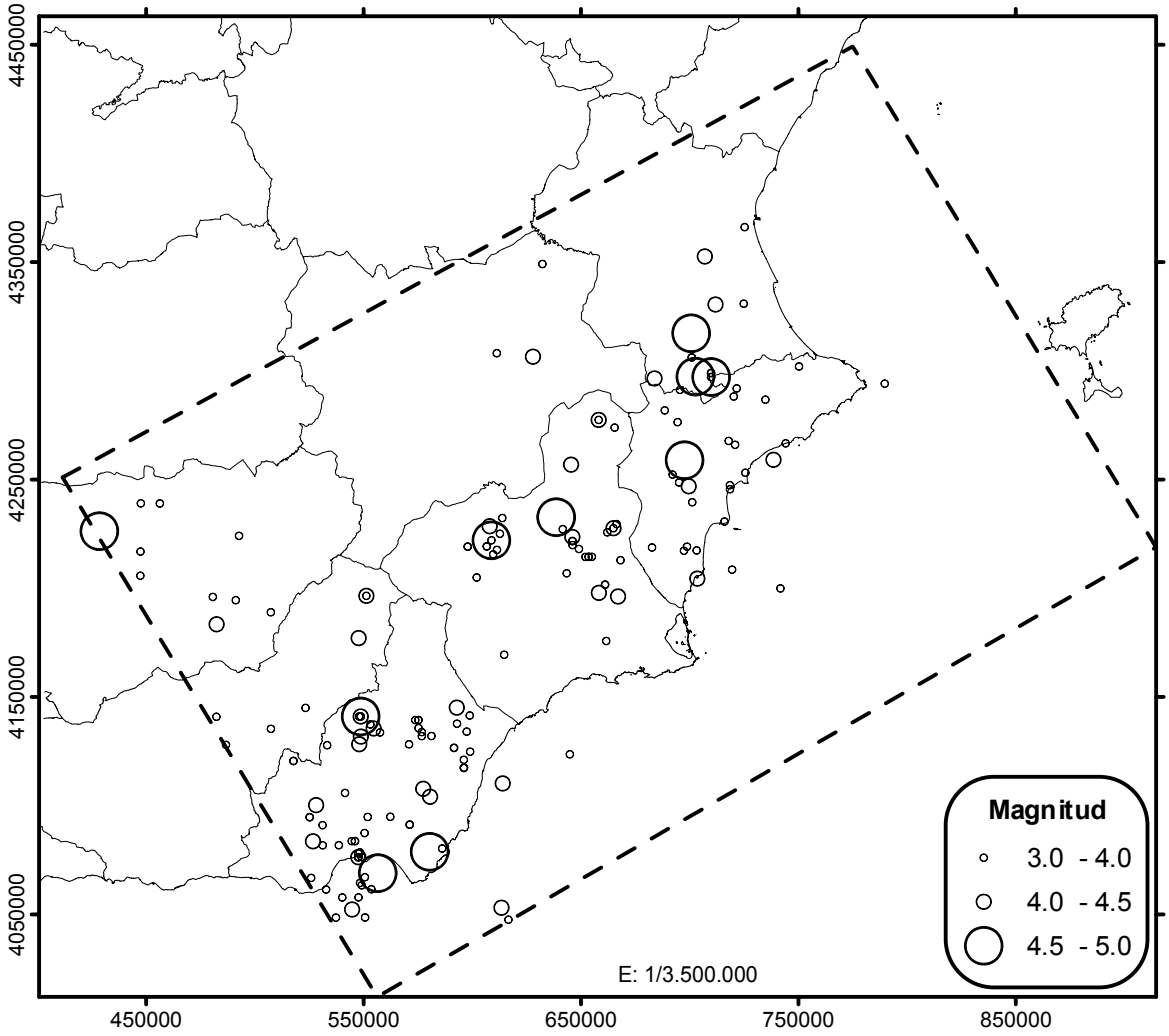


Figura 2.7. Distribución espacial de la sismicidad con magnitud calculada dentro del periodo 1920-1959 (Periodo Instrumental Precario). Proyección ortográfica en coordenadas UTM (huso 30).

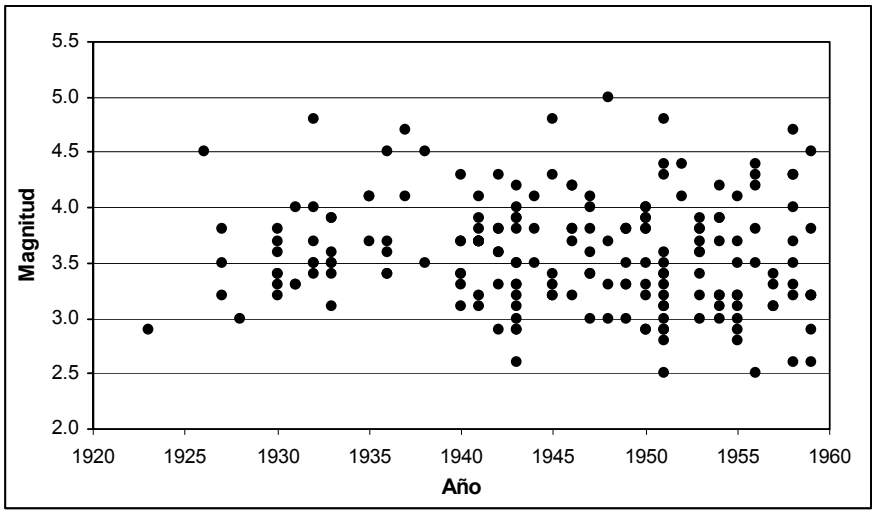


Figura 2.8. Distribución temporal del valor de la magnitud de los sismos registrados desde 1920 a 1959 (Periodo Instrumental Precario).

Completitud del registro

La distribución de las magnitudes a lo largo de los años que componen este periodo marca un progresivo incremento en el número de sismos registrados, así como una tendencia de crecimiento continuo en el registro de magnitudes pequeñas (**Fig. 2.8**). Ambos hechos responden al paulatino crecimiento de la RSN y determinan que la completitud del registro aumente a medida que nos acercamos al final del periodo. Sin embargo, en términos globales, puede asumirse que el catálogo del periodo instrumental precario es completo únicamente para magnitudes iguales o superiores a 4,0. Este valor ha de tomarse como una estimación media, dado el importante error que presenta la determinación de la magnitud en este periodo.

2.2.3. Periodo Instrumental Antiguo: 1960-1984

Este periodo temporal coincide con una importante mejora del instrumental de registro de la RSN, si bien el número de estaciones es prácticamente el mismo que en el periodo anterior (I.G.N., 1991 y 1992). Así mismo, el comienzo de este periodo coincide con el empleo de un método unificado de cálculo de la magnitud. Concretamente, las magnitudes de este periodo, y el siguiente, han sido obtenidas a través de un ajuste por mínimos cuadrados entre el máximo de amplitud de la onda Lg y su periodo con los valores de magnitud m_b de una serie de terremotos registrados por el National Earthquake Information Center de los EE.UU. (Mezcua y Martínez Solares, 1983).

El catálogo de este periodo está compuesto por 446 terremotos de los cuales aproximadamente el 80% tienen calculada la magnitud y el 40% la intensidad. La mejora de la instrumentación de la red se observa claramente en el importante incremento del número de sismos registrados con magnitud menor de 3,0 (**Fig. 2.9a**).

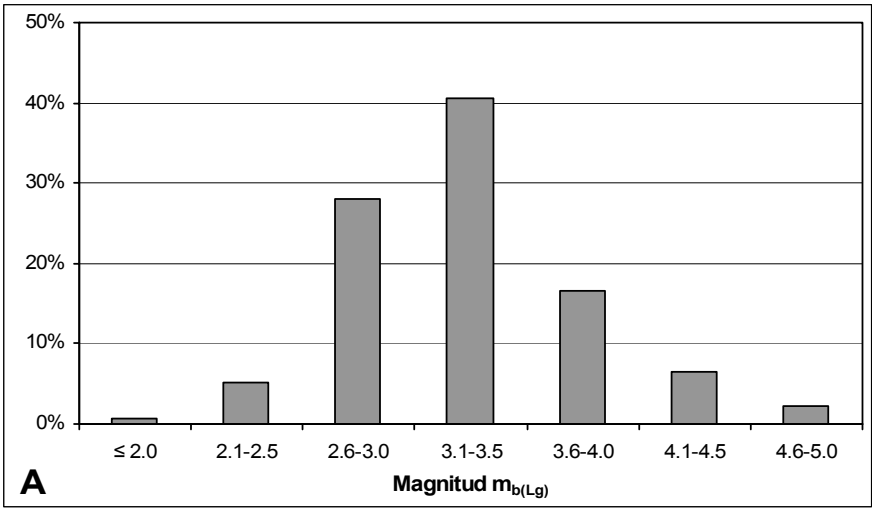


Figura 2.9a. Distribución de las magnitudes de los sismos registrados entre 1960 y 1984 (Periodo Instrumental Antiguo).

El registro de intensidades bajas (II-III) también experimenta un fuerte incremento en este periodo (**Fig. 2.9b**). Sin embargo, contrasta el hecho de que el número relativo de sismos con intensidad asignada en este periodo es mucho menor que en el periodo anterior. De hecho, si comparamos el número de sismos con magnitudes superiores o iguales a 3,0 con intensidad asignada, y obviando las localizaciones en el mar, resulta que en el periodo antiguo solo se encuentran 72 eventos frente a 139 en el periodo precario. Aunque sería necesario realizar un análisis mas detallado, esta observación induce a cuestionar la completitud del catálogo de este periodo en términos de intensidad.

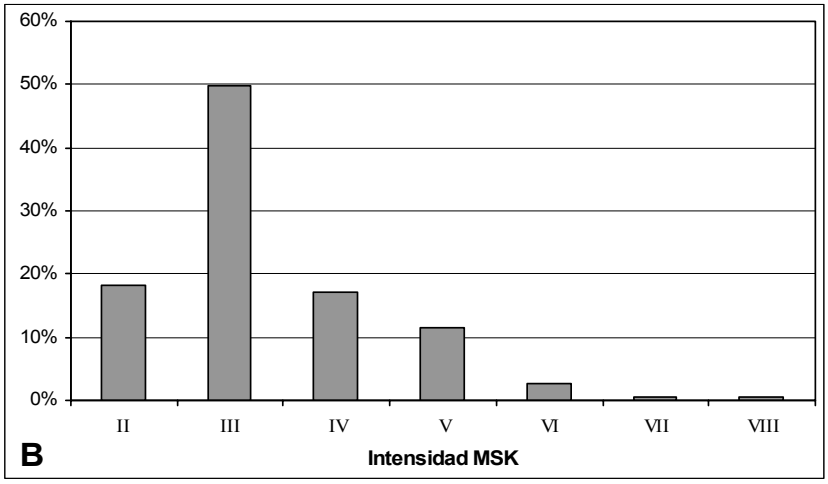


Figura 2.9b. Distribución de las intensidades de los sismos registrados entre 1960 y 1984 (Periodo Instrumental Antiguo).

Durante este periodo sólo tiene lugar de un sismo de intensidad VIII (m_b=4,8) en 1964, Galera (Granada), con 12 réplicas reconocidas. El sismo con mayor magnitud registrada (m_b=5,0, Sierra Alhamilla, Almería, 1984), generó daños tan solo de intensidad V.

Calidad de la localización y distribución espacial de la sismicidad

Respecto a la localización de la sismicidad, este periodo destaca respecto del anterior en el número de sismos que tienen calculado el error de localización, aproximadamente el 50%. Si bien, en términos de precisión, la localización sólo mejora ligeramente. Aproximadamente, magnitudes menores de 4,0 presentan errores menores de 20 km, y magnitudes mayores de 4,0 errores menores de 10 km (**Fig. 2.10**). La inmensa mayoría de estos terremotos (95%) presenta una profundidad menor o igual que 20 km (**Fig. 2.11**). Destaca la frecuencia de localización en 5 km, que así mismo coincide con la mayor dispersión de los valores de error vertical. Este efecto debe relacionarse con el método de cálculo de la profundidad, donde se iteran diferentes valores hasta encontrar el que minimiza la desviación estándar de los residuos del tiempo de recorrido observado menos el calculado (RMS) (Rueda, 1995). Sin embargo, cuando diferentes profundidades producen valores mínimos de RMS muy similares, la asignación de ésta debe hacerse arbitrariamente lo que conlleva un valor relativamente alto del error vertical. Este caso debe ser frecuente en la profundidad 5 km, y por tanto este pico de profundidad debe interpretarse con cautela.

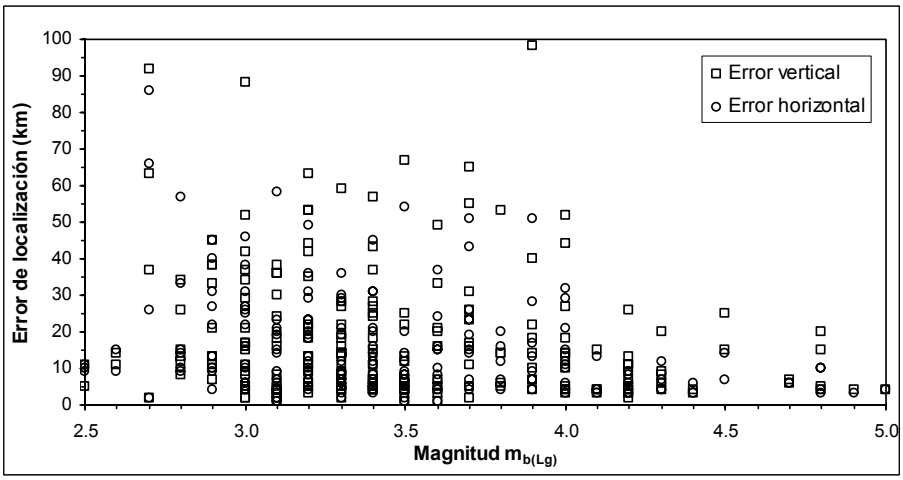


Figura 2.10. Distribución del error de localización en función de la magnitud para los terremotos registrados entre 1960 y 1984 (Periodo Instrumental Antiguo).

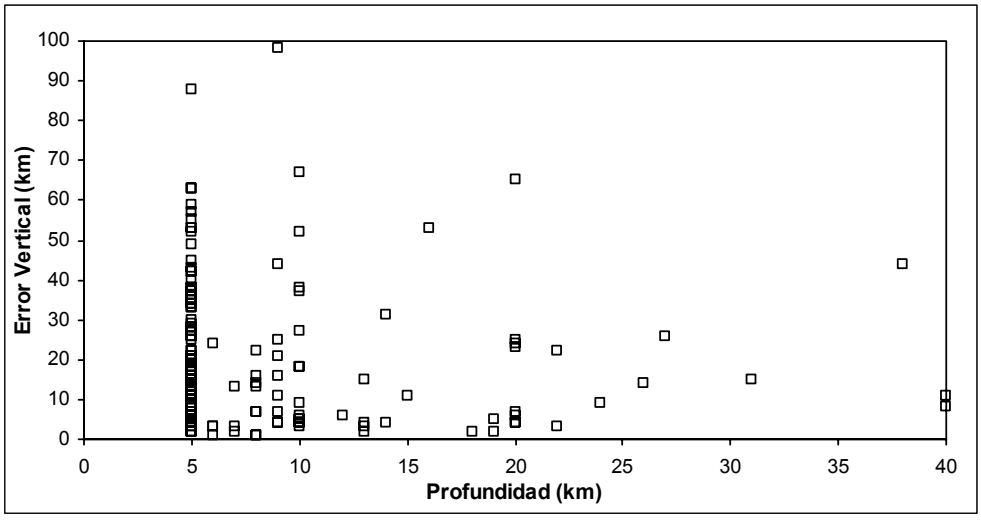


Figura 2.11. Distribución del error de localización vertical en función de la profundidad para los terremotos registrados entre 1960 y 1984 (Periodo Instrumental Antiguo).

La sismicidad de este periodo se distribuye espacialmente de manera bastante homogénea por las provincias de Alicante, Murcia y Almería (**Fig. 2.12**). Se siguen diferenciando más o menos las mismas agrupaciones de sismos que en los periodos anteriores, a excepción de la zona limítrofe entre las provincias de Alicante y Valencia, que ahora no aparece.

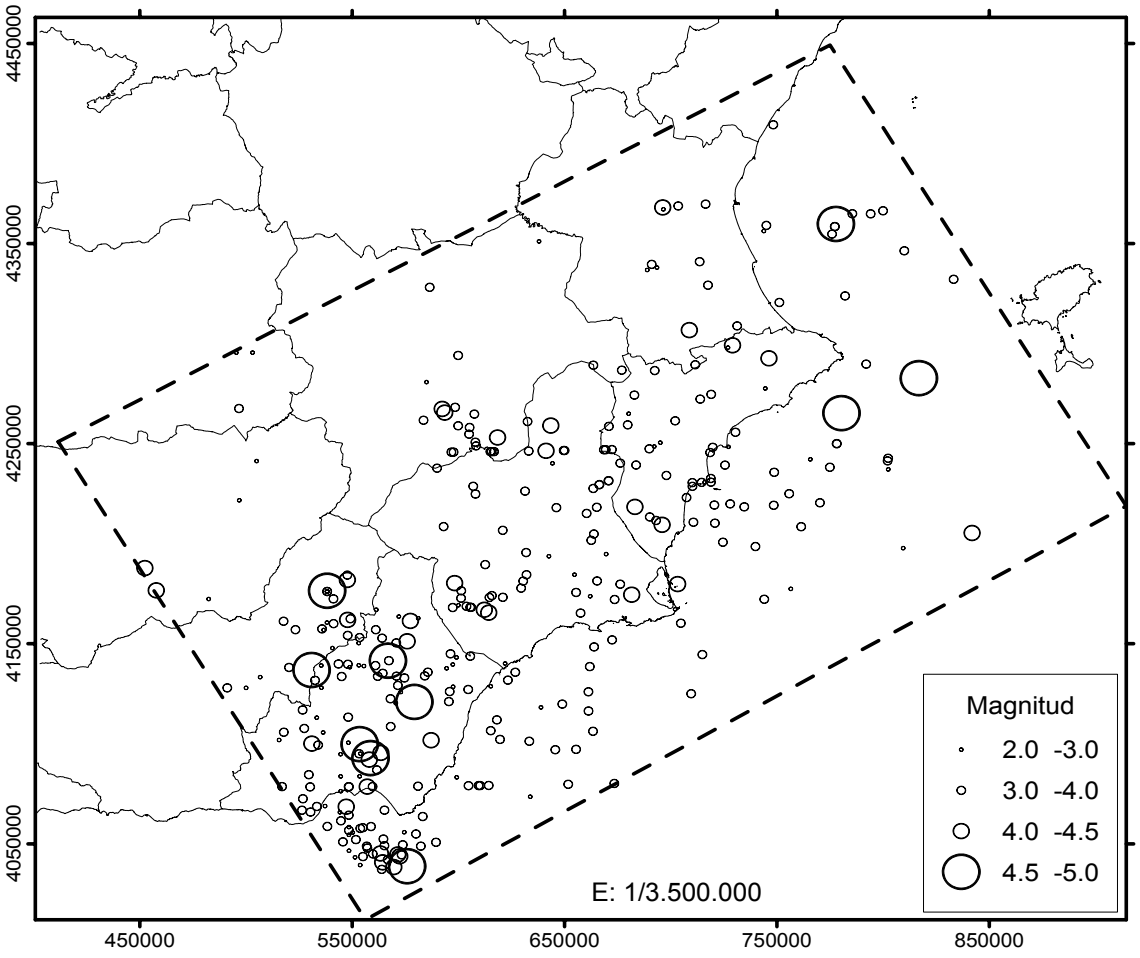


Figura 2.12. Distribución espacial de la sismicidad con magnitud calculada dentro del periodo 1960-1984 (Periodo Instrumental Antiguo). Proyección ortográfica en coordenadas UTM (huso 30).

Completitud del registro

De acuerdo con Mezcua (1995) el umbral de detectabilidad de la RSN a nivel nacional para este periodo temporal es la magnitud de 3,2. El sureste de España debe presentar un umbral menor, puesto que la distribución de la red sísmica era en esta zona más densa que en el resto de España. Así mismo, este fenómeno se puede observar dentro de la zona de trabajo, al localizarse un mayor número de terremotos de magnitudes entre 2,0-3,0 en la zona de la provincia de Almería donde existe un mayor número de estaciones (cf. figs. 2.1 y 2.12). Por tanto, y también de acuerdo con la tendencia constante de registro que se observa en la distribución temporal de la magnitud (**Fig. 2.13**), consideramos que el valor 3,0 representa el umbral mínimo de detección para el conjunto de toda la zona de trabajo.

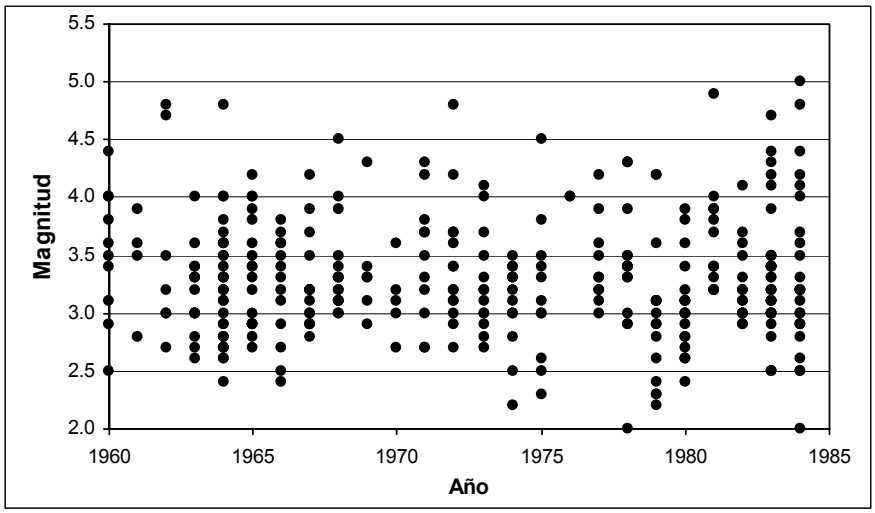


Figura 2.13. Distribución temporal del valor de la magnitud de los sismos registrados entre 1960 y 1984 (Periodo Instrumental Antiguo).

2.2.4. Periodo Instrumental Moderno: 1985 en adelante

El inicio de este periodo coincide con la importante ampliación y mejora del número de estaciones de la RSN. que tiene lugar a principios de los años 80. El año de 1985 se ha escogido como inicio de este periodo dado que todas las estaciones de registro en la zona de trabajo fueron implantadas con posterioridad a 1984.

La ampliación y mejora del instrumental de la red se traduce en un importantísimo incremento en el número de sismos registrados. Hasta el 5 de mayo de 2002 se han registrado 1881 sismos, de los cuales el 99% tienen la magnitud calculada. El incremento en el número de sismos se produce lógicamente en el rango de las magnitudes pequeñas (m_b<3,0) (**Fig. 2.14a**). De modo similar al periodo anterior, solamente una pequeña fracción del conjunto de terremotos registrados en este periodo tiene el valor de intensidad asignado. Así mismo, la distribución de la intensidad es bastante similar en ambos periodos, a excepción del registro en intensidades VII y VIII, que en este periodo es nulo (**Fig. 2.14b**).

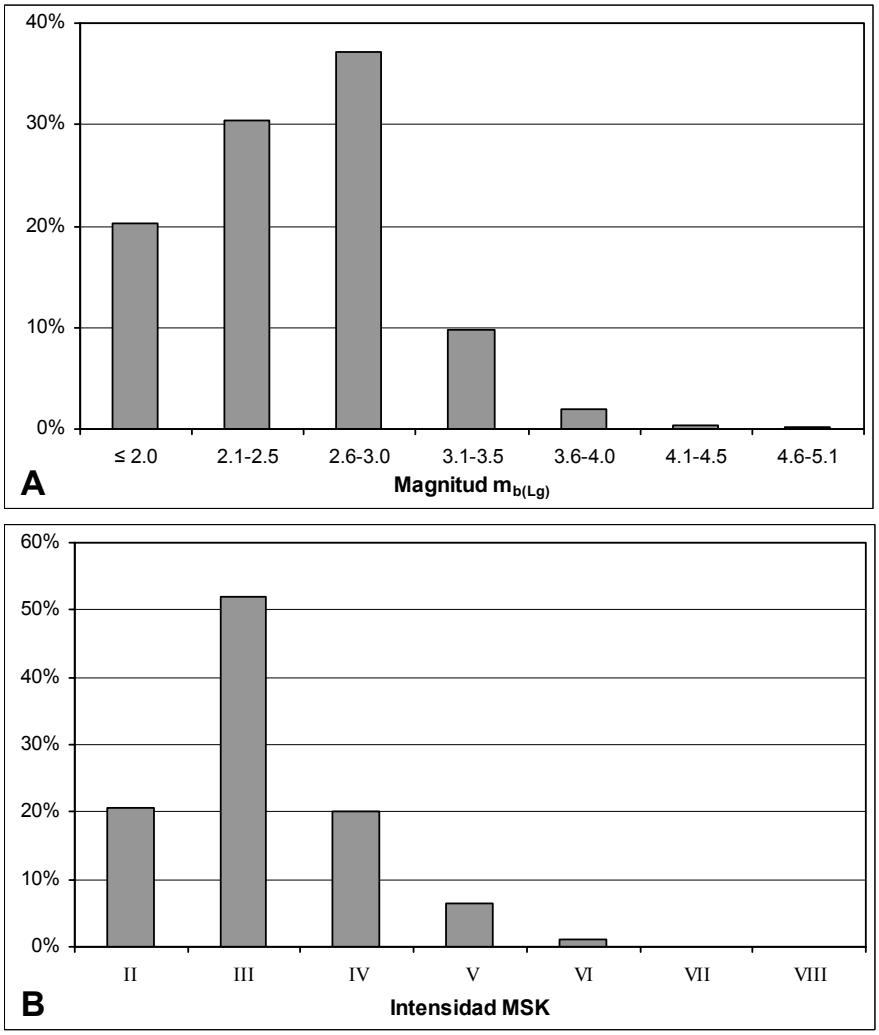


Figura 2.14. A) Distribución de las magnitudes y B) de las intensidades de los sismos registrados desde 1985 hasta 2002 (Periodo Instrumental Moderno).

En términos de intensidad los terremotos más severos de este periodo son el de 1991 en Caudete (Albacete, m_b=4,1, I_o=VI), 1995 Alcantarilla (Murcia, m_b=4,1, I_o=V-VI) y el de 1999 en Mula (Murcia, m_b=4,8, I_o=VI). En cuanto a magnitudes cabe destacar las series sísmicas de Mazarrón (1996, m_b=4,5, I_o=III), Pego (2001, m_b=4,3, I_o=V) y especialmente la de Gérgal (2002, m_b=5,1, I_o=V) con más de 80 réplicas registradas.

Calidad de la localización y distribución espacial de la sismicidad

El catálogo sísmico de este periodo muestra un importante incremento en el número de sismos con error de localización calculada, aproximadamente el 80% del total, y además en la precisión de ésta respecto al periodo anterior (**Fig. 2.15**). Así mismo, se observa una lógica disminución de los errores de localización con el incremento de la magnitud. En conjunto se puede considerar que los errores de localización son en su mayoría menores de 5 km, y aún menores para magnitudes de 3,5 en adelante.

Prácticamente todos los terremotos del catálogo se sitúan por encima de los 20 km de profundidad focal, especialmente en los primeros 10 km (**Fig. 2.16**). A diferencia del periodo anterior el error vertical se distribuye de modo más uniforme en relación con el valor de la profundidad, lo que indica una mejora en general del cálculo de ésta (**Fig. 2.17**).

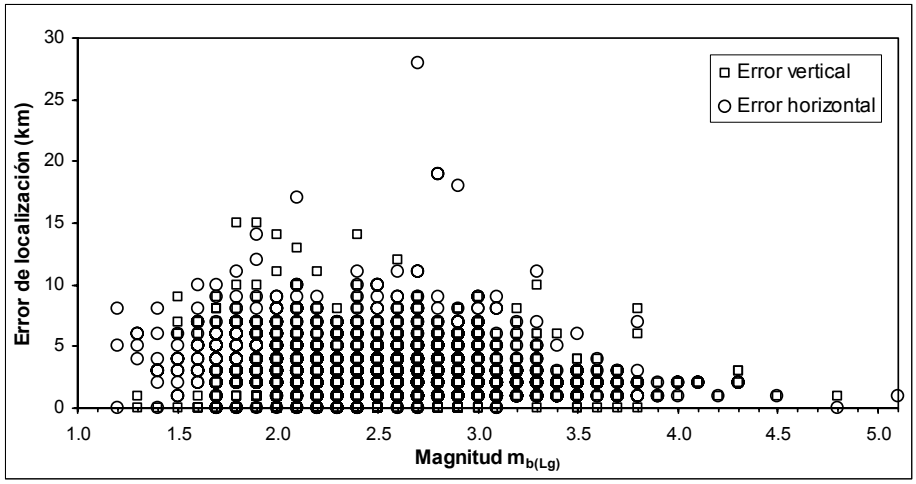


Figura 2.15. Distribución del error de localización en función de la magnitud para los terremotos registrados desde 1985 hasta 2002 (Periodo Instrumental Moderno).

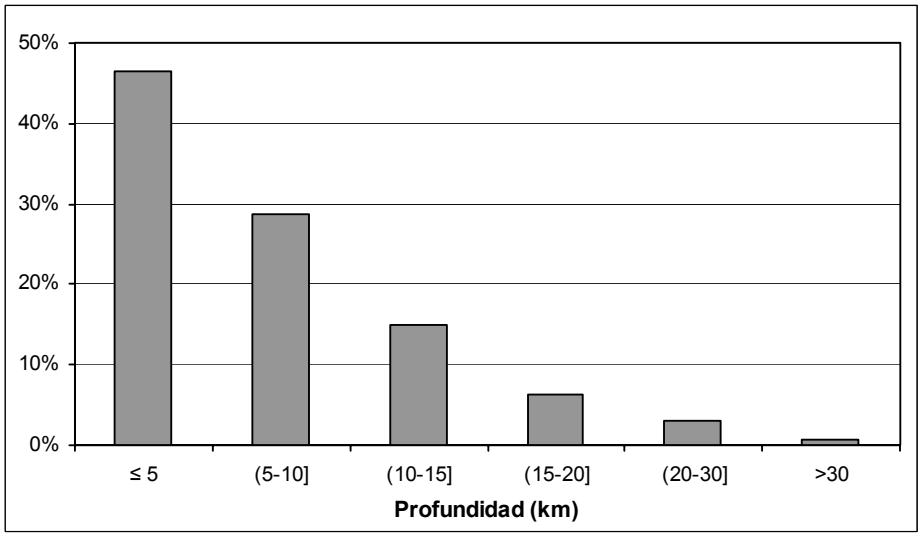


Figura 2.16. Distribución de la profundidad de los sismos registrados desde 1985 hasta 2002 (Periodo Instrumental Moderno).

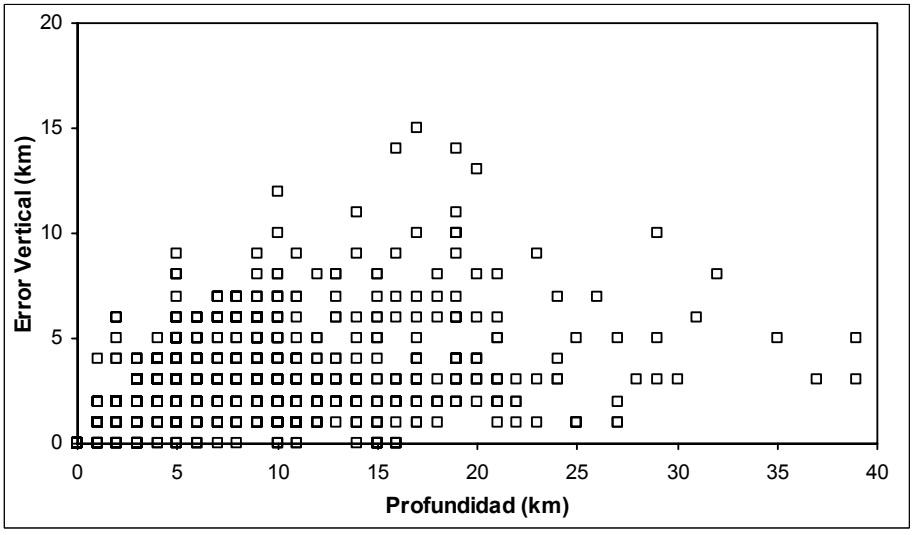


Figura 2.17. Distribución del error de localización vertical con la profundidad en los sismos registrados desde 1985 hasta 2002 (Periodo Instrumental Moderno).

La distribución espacial de la sismicidad de este periodo señala numerosas agrupaciones sísmicas, coincidentes en gran parte con la ocurrencia de series sísmicas bien registradas (**Fig. 2.18**). Destacan los vacíos de sismicidad de la zona central de la provincia de Albacete, Campo de Cartagena y el extremo nororiental costero de la provincia de Alicante.

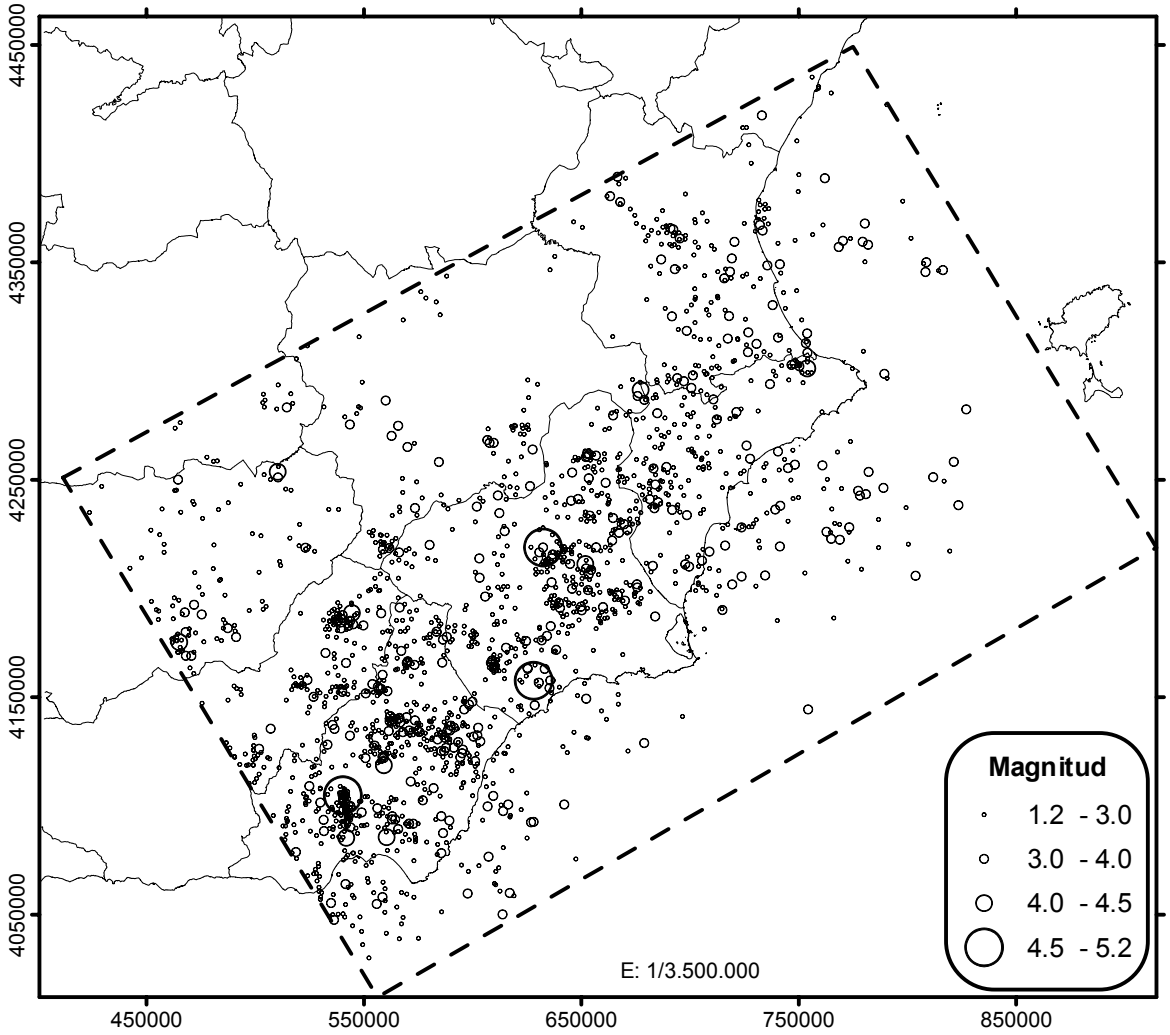


Figura 2.18. Distribución espacial de la sismicidad registrada desde 1985 hasta 2002. Proyección ortográfica en coordenadas UTM (huso 30); distancia entre marcas 100 km.

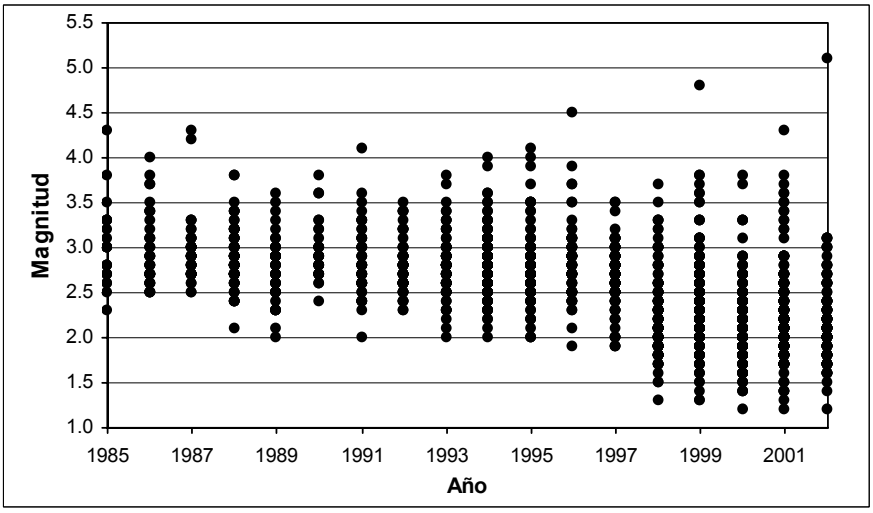


Figura 2.19. Distribución temporal del valor de la magnitud de los sismos registrados desde 1985 hasta 2002 (Periodo Instrumental Moderno).

Completitud del registro

La distribución de las magnitudes en el tiempo muestra una tendencia creciente en el registro de magnitudes pequeñas (**Fig. 2.19**). Este hecho es consecuencia de la paulatina entrada en servicio de la nueva red sísmica digital a inicios de los años 90, que supone un descenso importante del umbral de detección sísmica en la zona, especialmente a partir de 1998. Con anterioridad a 1992 se calcula que el umbral de detección sísmica en la zona de trabajo eran magnitudes en torno a 2,7 (Mezcua, 1995). En este trabajo consideraremos este valor representativo de todo el Periodo Instrumental Moderno.

2.3. CONCLUSIONES

Del análisis de la base de datos se pueden deducir una serie de conclusiones generales que serán de referencia imprescindible en el análisis sismotectónico de la zona de trabajo (caps. 3 y 4) y en la estimación de los parámetros sísmicos de las fuentes sismogenéticas (cap. 5).

2.3.1. Aplicaciones al Análisis Sismotectónico

En un análisis sismotectónico resulta de especial importancia conocer la precisión en la localización de los terremotos con anterioridad a cualquier intento de asociación de ésta con una falla concreta. Dadas las características de alta fracturación que presentan las Cordilleras Béticas este dato cobra aún más importancia. En la **Tabla 2.6** se muestran los errores de localización más frecuentes que se han deducido dentro de cada periodo temporal del catálogo.

Periodo del Catálogo		Intervalo temporal	Error de localización
Histórico		hasta 1919	> 10 - 20 km
Instrumental	Precario	1920 – 1959	> 10 - 20 km
	Antiguo	1969 – 1984	< 20 km (m < 4,0) < 10 km (m > 4,0)
	Moderno	desde 1985	< 5 km

Tabla 2.6. Errores de localización más frecuentes de la sismicidad registrada en diferentes periodos temporales del catálogo. El valor del error está referido a la desviación típica de la solución epicentral. El error vertical es por lo general ligeramente superior. El error en el Periodo Histórico se asume similar al del Periodo Instrumental Precario.

De la consideración de los datos expuestos en la **Tabla 2.6** resulta que únicamente los terremotos registrados durante el Periodo Instrumental Moderno ofrecen garantías en cualquier intento de asociación de la sismicidad con la tectónica local. Estas asociaciones pueden llegar incluso a determinar la falla responsable de la sismicidad si existe un número suficiente de sismos que presenten una relación espacio-temporal cercana (series sísmicas). Es esperable que la sismicidad de este periodo marque claramente relaciones con la tectónica, dado el gran número de terremotos de magnitudes pequeñas registrado durante este tiempo.

La sismicidad registrada en los periodos instrumentales anteriores adolece de una baja precisión en la localización. Aunque ésta pueda ser mejor en el caso de sismos de magnitudes importantes resulta que la falta de réplicas registradas impedirá realizar correlaciones con la tectónica local. Sin embargo, la sismicidad registrada durante estos periodos puede señalar áreas de concentración preferente de terremotos (agrupaciones sísmicas) que puedan conducir a

la obtención de conclusiones de tipo sismotectónico. Este tipo de información se puede obtener así mismo del estudio de los sismos registrados durante el Periodo Histórico.

2.3.2. Aplicaciones en la estimación de parámetros sísmicos

La tasa media anual de ocurrencia de terremotos y el parámetro beta son dos de los parámetros sísmicos que caracterizan el potencial sismogenerador de una fuente sismogenética (cf. 1.2.4). Su estimación debe realizarse considerando cuidadosamente la completitud del registro que presenta el catálogo para los valores de magnitud y/o intensidad. En la **Tabla 2.7** se muestran los intervalos de completitud que se han deducido a partir del análisis de los datos en cada periodo temporal del catálogo.

		Completitud (año de inicio)	Duración total del registro (años)
Intensidades:	VIII - IX	1000 - 1500	920 - 420
	= 4,0	1920	83
Magnitudes:	4,0 – 3,0	1960	43
	< 3,0	1985	18

Tabla 2.7. Año de inicio del intervalo de completitud y duración total del registro de las intensidades y magnitudes. La duración del registro se ha calculado en los datos instrumentales restando el año de inicio al último año comprendido en la base de datos (2002), y en los históricos restándole el primer año de inicio del registro instrumental (1920).

2.4. BIBLIOGRAFÍA

Bisbal Cervelló, L. (1984). *Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito valenciano. Su incidencia en las obras públicas.* Tesis Doctoral, Universidad de Valencia.

I.G.N. (1991). Spanish National Seismic Network. En: Mezcua y Udías (eds), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, I.G.N., Madrid, Serie Monografías, 8, 3-15.

I.G.N. (1992). *Análisis Sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. E. 1:1.000.000.* Madrid, Publicación técnica núm. 26, 43 pp.

López Arroyo, A. (1978). Sismicidad y riesgo sísmico de España. En: *Seminario sobre criterios sísmicos para centrales nucleares y obras públicas*, Asociación Española de Ingeniería Sísmica, Madrid, 47-61.

López Marinas, J.M. (1978). Terremotos acaecidos en las provincias de Murcia y Alicante. *Cimbra*, Año XV, 156, 4-16.

Martínez Díaz, J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centroccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 466 pp.

Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983). *Sismicidad del Área Ibero-Mogrebí*. I.G.N., Madrid, Publicación 203, 301 pp.

Muñoz, D. y Udías, A. (1982). Desarrollo histórico de los catálogos sísmicos de España. *Revista de Geofísica*, 38(2), 189-193.

Rodríguez de la Torre, F. (1980). *Catálogo sísmico de la actual provincia de Alicante (hasta finales del siglo XVIII).* Excelentísima Diputación de Alicante. Instituto de Estudios Alicantinos, núm. 30.

Rueda, J. (1995). Análisis y procesamiento de datos en la Red Sísmica Nacional. En: Mezcua (ed), *Redes Sísmicas Regionales*, I.G.N., Madrid, Serie Monografías, 11, 87-111.

Mezcua, J. (1995). Fundamentos de la Red Sísmica de España. En: Mezcua (ed), *Redes Sísmicas Regionales*, I.G.N., Madrid, Serie Monografías, 11, 63-86.

3. ANÁLISIS GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO DE SUPERFICIE

3.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

En la mayoría de los análisis de la peligrosidad sísmica realizados en el SE de España la definición espacial de fuentes sismogenéticas ha estado basada fundamentalmente en la distribución espacial de epicentros (cf. 1.3.1). La magnitud máxima y su periodo de recurrencia media han sido determinados a partir de la consideración del registro histórico de terremotos de gran intensidad y estimaciones sobre la completitud temporal de éste. Ambos procedimientos han dado lugar a la aparición de modelos muy diferentes de zonas sismogenéticas y a la adopción en los cálculos de valores procedentes de expresiones empíricas con gran dispersión (e.g.: relaciones entre la intensidad y magnitud, intensidad y aceleración sísmica). De este modo resulta una gran variabilidad en los resultados de peligrosidad sísmica alcanzados entre diferentes analistas y una falta de control objetivo sobre éstos. En este contexto, la incorporación de determinados datos geológicos en el análisis de la peligrosidad sísmica puede proporcionar una base objetiva para la identificación de fuentes sismogenéticas y su caracterización en términos de la magnitud máxima y la recurrencia asociada a ésta.

En concordancia con el primer objetivo de la tesis (establecer un modelo de fuentes sismogenéticas) los objetivos específicos de este capítulo se pueden resumir en:

1. Determinar aquellas áreas en las que pueda asumirse objetivamente un valor de magnitud máxima posible homogéneo y con una frecuencia media de ocurrencia de orden similar.
2. Identificar aquellas fallas del SE de España que deben ser modelizadas como fuentes sismogenéticas en un análisis de la peligrosidad sísmica y estimar sus parámetros sísmicos de magnitud máxima y periodo medio de recurrencia.

3.2. METODOLOGÍA

En este apartado se expone la metodología seguida para incorporar la información geológica de superficie en la definición y caracterización de fuentes sísmicas en el SE de España dentro del marco que impone el estado actual del conocimiento (**Fig. 3.1**). En el Capítulo 4 se desarrolla la metodología complementaria que incorpora datos geológicos y geofísicos de profundidad.

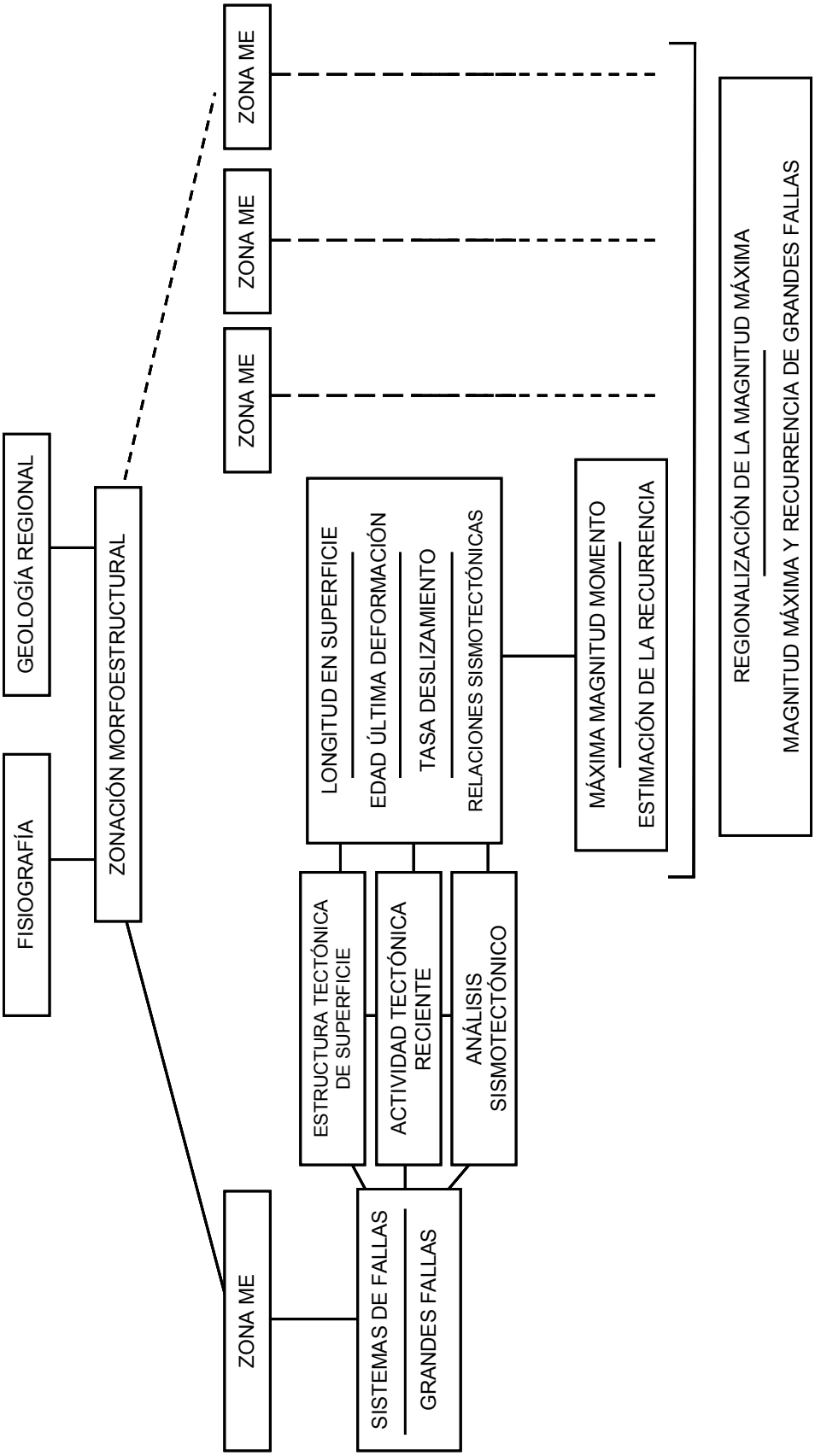


Figura 3.1. Esquema metodológico del Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie.

3.2.1. Zonación Morfoestructural

El estudio y análisis de la información geológica y sísmica existente en un área tan grande como la que se contempla en este trabajo requiere en primer lugar establecer una división preliminar del territorio en zonas de características morfoestructurales semejantes. La definición de estas zonas permite organizar de modo práctico la recopilación de datos sobre actividad tectónica reciente, así como establecer con suficiente detalle el marco tectónico sobre el que analizar la sismicidad.

La zonación morfoestructural se realiza fundamentalmente reconociendo aquellas partes del territorio que actúan como límites o bordes entre áreas que presentan características fisiográficas y geológico-estructurales diferentes. Estos bordes están constituidos casi siempre por grandes zonas de falla que en muchos casos representan la expresión en superficie de una discontinuidad cortical. El funcionamiento antiguo (pre-Tortoniense) y/o neotectónico (Tortoniense-Cuaternario) de estas grandes fallas, junto con la ocurrencia de movimientos epirógénicos de origen cortical, ha determinado la delimitación natural del territorio en zonas con características morfoestructurales similares. Es decir, aquellas que resultan de la combinación entre el estilo de deformación que presenta una porción del territorio (e.g.: tamaño y orientación de los plegamientos, localización de depresiones tectónicas, número de sistemas de fallas, ocurrencia de fenómenos diapíricos) y la acción del clima (e.g.: desarrollo de abanicos aluviales, glacis, encajamientos de la red de drenaje, fenómenos de captura fluvial). El reconocimiento de las características fisiográficas se ha llevado a cabo fundamentalmente a través de la consulta del Mapa Militar Digital de España, del Servicio Geográfico del Ejercito (S.E.G., 1997).

En este trabajo se propone la división del SE de España en 10 zonas morfoestructurales (ME). Estas zonas ME, y sus respectivos bordes, se definen en el apartado 3.3, y se explican con detalle en los apartados 3.4 a 3.13.

3.2.2. Análisis Geológico de Superficie: Morfotectónica y Actividad Reciente

El objetivo de este análisis es doble: 1) reconocer las características morfológicas y geométricas superficiales de las fallas presentes en la zona, con especial enfásis en la identificación de las longitudes máximas más frecuentes que presenta su traza y 2) evidenciar la actividad tectónica reciente que pudieran presentar los diferentes sistemas de fallas y grandes fallas. Generalmente, las grandes fallas se localizan a lo largo de los bordes de la zona ME, mientras que los sistemas de fallas se desarrollan predominantemente en el interior.

Para la consecución del primer objetivo hay que realizar en cada zona ME una cartografía tectónica de superficie enfocada a representar la longitud a lo largo de la cual se pueden continuar sin interrupciones las trazas superficiales de las fallas. Esta cartografía ha sido realizada sobre el modelo digital del terreno del Mapa Militar Digital de España (S.E.G., 1997) y ha sido complementada con las cartografías MAGNA y de la plataforma continental, así como con cartografías específicas procedentes de la literatura general y de tesis doctorales. En el caso de fallas ciegas bien conocidas (e.g.: Falla de Crevillente en Alicante, Falla del Bajo Segura) se ha cartografiado la proyección en superficie del plano de falla. Si bien los mapas de cada zona han quedado representados finalmente a escalas variables entre 1:1.000.000 y 1:550.000, la escala de trabajo se situó en todos los casos entre 1:50.000 y 1:250.000. El valor de la longitud máxima más frecuente de las trazas de falla de un sistema de fallas o de una falla singular es usado posteriormente para estimar la magnitud máxima posible asociada a un evento con rotura superficial equivalente.

La elaboración de la cartografía tectónica de superficie permite identificar al mismo tiempo los diferentes segmentos tectónicos en los que una gran falla puede estar dividida. La

segmentación tectónica se realiza en función de la identificación de variaciones fuertes en la dirección general de la zona de falla y su anchura, en las longitudes máximas de las trazas de falla que componen la zona de falla y en su grado de continuidad en superficie, en el control sobre el relieve de la zona de falla y su expresión morfológica y, finalmente, en las evidencias de actividad tectónica reciente y edad de la última deformación reconocida. Es importante señalar que la definición de segmentos tectónicos puede tener una importancia crítica en el cálculo de la peligrosidad sísmica, ya que controlan el tamaño máximo de los eventos que una falla puede producir (cf. 3.2.4). Cuando ha sido posible se ha preferido considerar los segmentos tectónicos definidos en trabajos de detalle (e.g.: Falla de Alhama de Murcia).

Por otra parte, la cartografía tectónica de superficie permite estudiar al mismo tiempo las relaciones geomorfológicas que presenta la tectónica con la fisiografía de cada zona ME. Estas relaciones ayudarán posteriormente a realizar una evaluación preliminar del grado de actividad tectónica reciente asociado a los diferentes sistemas de fallas y grandes fallas, como se explica a continuación.

El reconocimiento de evidencias de actividad tectónica reciente a escala regional ha de realizarse necesariamente basándose en: (1) la información disponible en la literatura y, (2) en observaciones generales sobre las relaciones entre la tectónica y la fisiografía. En el primer caso ha sido necesario realizar una búsqueda bibliógrafica intensiva, y específica de cada zona ME, de trabajos que pudieran proveer datos sobre la actividad reciente de las fallas, en especial sobre la edad de los últimos depósitos deformados. Así mismo se han recopilado trabajos propios de la disciplina que ofrecieran estimaciones de la tasa de deslizamiento de fallas singulares, o datos que pudieran servir posteriormente para estimarla (e.g.: medidas de desplazamientos producidos por la falla, dataciones absolutas de materiales deformados, tasas de levantamiento de relieves controlados por la falla, etc). La tasa de deslizamiento neto es el parámetro geológico que mejor caracteriza la capacidad sismogenética de una falla, y será usada para estimar la recurrencia media de grandes terremotos.

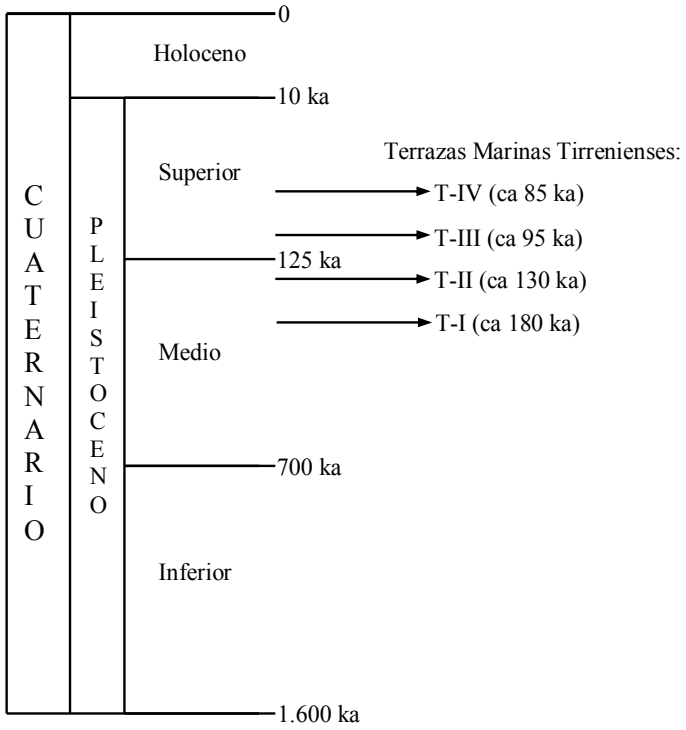


Figura 3.2. Cronología del Cuaternario empleada en este trabajo con indicación de la posición y edad aproximada de los depósitos de terraza marinas tirrenienses del SE de España.

Las relaciones entre la tectónica y la fisiografía han de poder estudiarse de manera relativamente sencilla y a una escala no mayor de 1:50.000. En este trabajo, dentro de los procesos geomorfológicos que pueden ser indicativos de actividad reciente (cf. I.T.G.E., 1993; Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2001; Silva et al., 2003) se han empleado fundamentalmente los relacionados con el control ejercido sobre frentes montañosos (e.g.: grado de sinusoidad, desarrollo de facetas), depósitos cuaternarios (e.g.: extensión, desarrollo y continuidad de glacis) y red de drenaje (e.g.: encajamientos, cambios bruscos de orientación, alineaciones preferentes). Este tipo de evidencias, junto con el dato de la edad de los últimos depósitos afectados, permitirá estimar de modo preliminar la recurrencia de grandes terremotos. Así mismo, junto con los resultados del análisis sismotectónico de superficie, permitirá valorar el grado de actividad reciente de unos sistemas de fallas y otros, y de unas zonas ME y otras.

La cronología de materiales cuaternarios usada en este estudio está tomada del "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia" (I.T.G.E., 1993). Siempre que ha sido posible se ha referido la edad de los depósitos deformados en términos absolutos, especialmente cuando estos son terrazas marinas tirrenienses, cuya edad es bien conocida en el litoral del SE de España (e.g.: Hillaire-Marcel et al., 1986) (**Fig. 3.2**). Las tasas de deslizamiento de fallas se expresan en metros por kiloaño (m/ka), indicándose si se trata de desplazamientos verticales, horizontales o netos y, cuando es posible, si este valor debe considerarse un mínimo, un máximo o una sobreestimación. En términos generales el valor preferido en este estudio son máximos.

3.2.3. Análisis Sismotectónico de Superficie

La prueba más evidente de actividad actual en una falla es la ocurrencia de sismicidad asociada a la misma. El análisis sismotectónico pretende identificar este tipo de relaciones. Sin embargo, hasta hace pocos años, dicho análisis resultaba infructuoso, debido a los importantes errores que presentaba la localización de la sismicidad y el alto grado de tectonización presente en las Cordilleras Béticas. La identificación de relaciones sismotectónicas en el SE de España debe realizarse dentro de un marco tectónico bien conocido y a una escala adecuada a las longitudes de las fallas presentes en la zona de estudio. Así mismo, se ha de considerar especialmente la calidad de las localizaciones epicentrales, cuestión que depende fuertemente de la época en que fueron registrados los sismos como se vio en en el capítulo 2 (Análisis de la Base de Datos Sísmicos).

El análisis sismotectónico propuesto en este trabajo pretende evidenciar la relación existente entre la ocurrencia de terremotos y fallas concretas, o sistemas de fallas, a partir del análisis de agrupaciones de epicentros, series sísmicas y mecanismos focales. Para llevar a cabo este análisis se procedió a realizar un mapa sismotectónico, situando los epicentros sísmicos sobre el mapa tectónico de superficie elaborado en el anterior análisis geológico. Los epicentros sísmicos se representaron en función de la calidad de su localización y de su tamaño. De este modo se ha distinguido sobre el mapa sismotectónico el periodo temporal en que fueron registrados los terremotos: Antiguo (1920-1959), Precario (1960-1984) y Moderno (1985 en adelante). También se ha tenido en cuenta el tamaño del evento, agrupándose éste en dos grandes categorías: magnitudes bajas ($m<3,5$) y magnitudes moderadas ($m\geq3,5$). Así mismo, se plotearon los epicentros macrosísmicos de terremotos registrados en el Periodo Histórico con intensidad epicentral igual o mayor de VII. El objeto de este tipo de representación permite juzgar de manera rápida la calidad de la localización de un epicentro al controlar dos factores principales: edad y tamaño del registro; sin perjuicio de que posteriormente sea necesario consultar específicamente el error de localización en el catálogo sísmico.

A partir del mapa sismotectónico, se señalan las agrupaciones sísmicas que se localizan en el interior y bordes de la zona ME, y se procede a su estudio pormenorizado, con especial

enfásis en identificar lineaciones de epicentros bien localizados que puedan relacionarse con fallas o sistemas de fallas comprendidos en la agrupación. Así mismo, se procede a detectar la ocurrencia de series sísmicas, es decir, terremotos que han ocurrido dentro de un intervalo temporal y espacial restringido. La detección de series sísmicas se realizó preliminarmente mediante un programa escrito en fortran por el autor, que fue posteriormente mejorado y ampliado por Alvárez et al. (2005). El uso de este programa (SeriesBuster) permite extraer de la base de datos terremotos que guarden relaciones temporales y espaciales especificadas por el usuario. Aparte de las series sísmicas recientes del SE de España (e.g.: Mula, 1999; Pego, 2001; Gérgal, 2002) en este trabajo se han identificado series pequeñas de baja magnitud.

El estudio de los mecanismos focales se ha llevado a cabo a partir de publicaciones sobre terremotos específicos y fundamentalmente del Proyecto SIGMA (C.S.N., 1998; Herráiz et al., 2000). El cálculo del mecanismo focal de terremotos de magnitudes bajas-moderadas presenta normalmente fuertes incertidumbres, especialmente en el registro anterior al Periodo Instrumental Moderno. Ha sido relativamente frecuente encontrar para un mismo terremoto mecanismos focales muy diferentes, si no incompatibles, obtenidos por distintos autores o a través de métodos diferentes (e.g.: Herráiz et al., 2000). En este trabajo solamente se ha considerado pertinente estudiar aquellos mecanismos que tienen una solución semejante.

Los resultados del análisis sismotectónico permitirán evidenciar la actividad actual de grandes fallas o sistemas de fallas, en especial de aquellas en las que no se han reconocido evidencias geológicas. Así mismo, el tratamiento conjunto de los resultados permitirá estudiar las relaciones existentes entre la actividad tectónica reciente y la actividad sismotectónica de los diferentes sistemas de fallas y zonas ME.

3.2.4. Estimación de la magnitud máxima posible

La estimación de la magnitud máxima que es capaz de generar una falla se realiza haciendo uso de las expresiones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) que relacionan la longitud de rotura en superficie con la magnitud momento (**Fig. 3.3**). Estas relaciones empíricas representan en la actualidad la más extensa recopilación y análisis de datos de terremotos con rotura en superficie, y son las más aceptadas y usadas en análisis de la peligrosidad sísmica en todo el mundo.

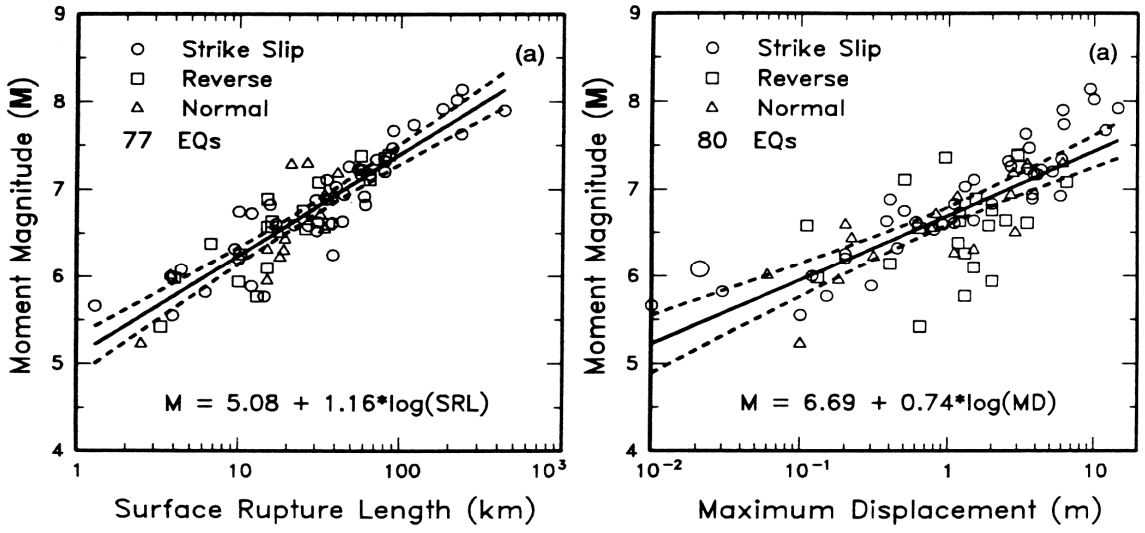


Figura 3.3. Regresión de la longitud de rotura en superficie (izquierda) y del máximo desplazamiento cosísmico (derecha) sobre la magnitud momento (modificado de Wells y Coppersmith, 1994). La línea a trazos marca el intervalo de confianza del 95%.

En este trabajo se asume que la longitud de rotura que puede producir un terremoto debe ser similar a la longitud que presenta la traza de falla en superficie que se observa en la actualidad. La estimación de magnitudes máximas a partir de la anterior afirmación presenta dos fuentes de incertidumbre principales: la primera, relativa a la medida de la traza de falla y, la segunda, relativa a si se puede asimilar la longitud de la traza con la de la rotura.

En el primer caso, efectivamente, la medida de la longitud de la traza de falla en superficie puede variar de unos autores a otros, según el interés que se tenga en unir o no segmentos o tramos en una única falla. Este interés radica fundamentalmente en la interpretación tectónica que se quiera plasmar en el mapa, en especial cuando se trabaja a escalas menores de 1/50.000. Dado que en este trabajo se persigue estimar la longitud máxima más frecuente de las trazas de falla en superficie, se han cartografiado y medido únicamente aquellas fallas que puedan seguirse sin gran dificultad y con continuidad, a pesar de que el mapa final careciera de estilo tectónico. La medida de la longitud se ha realizado sobre las propias trazas de falla cartografiadas a escala igual o mayor de 1/50.000. Los valores de longitud máxima más frecuente estimados en este trabajo están obtenidos de la medición de numerosas trazas y agrupadas en intervalos de tamaño 5 km. De este modo se considera que la incertidumbre resultante de la subjetividad en la medida de las trazas se minimiza fuertemente. La máxima incertidumbre en la medida de la longitud de la rotura superficial asumida en el trabajo de Wells y Coppersmith (1994) es del 20%.

Respecto a la segunda fuente de incertidumbre, las trazas de falla cartografiadas pueden corresponderse en realidad con planos de falla exhumados y, por tanto, la medida de la longitud puede estar sobreestimada. Por otra parte, si la traza de falla es realmente efecto de roturas sísmicas en superficie, entonces su longitud será probablemente menor que la rotura real debido a los procesos de erosión y, por tanto, su medida estará subestimada. Ambos efectos pueden contrarrestrarse al emplear una muestra de gran tamaño, si bien se considera en este estudio que la medida de la longitud está en todo caso ligeramente sobreestimada.

Finalmente, debe señalarse que el valor de magnitud momento usado en este estudio se corresponde con el valor medio de la regresión de Wells y Coppersmith (1994) para el global del conjunto de fallas y tiene una desviación estándar de 0,28.

3.2.5. Estimación del periodo medio de recurrencia

La estimación del periodo medio de recurrencia del evento con magnitud momento máxima se realiza de dos modos diferentes, en función de si se conoce o no la tasa de deslizamiento de la falla.

En el caso más general, fallas sin datos de tasa de deslizamiento, la recurrencia se ha de estimar basándose en la edad de los últimos materiales deformados. En este trabajo se asume que evidencias de deformación en materiales de edad Pleistoceno Inferior y Medio (y Pleistoceno indiferenciado) son indicativas de periodos de recurrencia de al menos varias decenas de miles de años (>>10 ka), y en Pleistoceno Superior de más de 10.000 años (>10 ka).

Si se conoce o se ha podido estimar la tasa de deslizamiento de fallas singulares, entonces el periodo de recurrencia medio se estima a través de tres métodos independientes:

(1) Método "Wesnousky": analíticamente a través de la ecuación que relaciona el desplazamiento cosísmico con la tasa de deslizamiento de la falla (Wesnousky, 1986) (ec. [14], aptdo. 1.2.4.5).

(2) Método "Villamor & Berryman": a través de la relación empírica entre el periodo de recurrencia y la tasa de deslizamiento propuesta por Villamor y Berryman (1999) (**Fig. 3.4**).

(3) Método "Slemmons": a través de la relación empírica gráfica propuesta por Slemmons (1982), que relaciona la magnitud M_S con la tasa de deslizamiento y el periodo de recurrencia (cf. fig. 1.2).

En el método "Wesnousky" el desplazamiento cosísmico se ha calculado a partir de la regresión estadística obtenida por Wells y Coppersmith (1994) entre la magnitud momento y el máximo desplazamiento medido en campo (cf. fig. 3.3). El uso de la regresión del máximo desplazamiento en vez de la del desplazamiento medio tiene una influencia crítica en la estimación de la recurrencia, ya que aproximadamente el salto máximo suele ser el doble que el medio. Dado que las tasas de deslizamiento estimadas (o referenciadas) en este trabajo pueden considerarse máximas, se considera más apropiado emplear la regresión del máximo desplazamiento. Únicamente se ha empleado el desplazamiento cosísmico medio en el caso del segmento Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia, como se argumenta en el apartado 3.8.5.2. En cualquier caso, dada la importante incertidumbre asociada a la estimación, se calcularon en todos los casos los valores de recurrencia que resultaban de considerar el valor medio de la regresión y ± 1 desviación estándard (d.s.). El valor de la media –1 d.s. arroja periodos de recurrencia demasiado bajos en relación con las otras estimaciones, y no se ha considerado en la estimación final del intervalo de recurrencia admitido en este trabajo, como se detalla más adelante. Por el contrario, la media y la media +1 d.s. arrojan valores del mismo orden que los obtenidos a través de los métodos de "Villamor y Berryman" y "Slemmons".

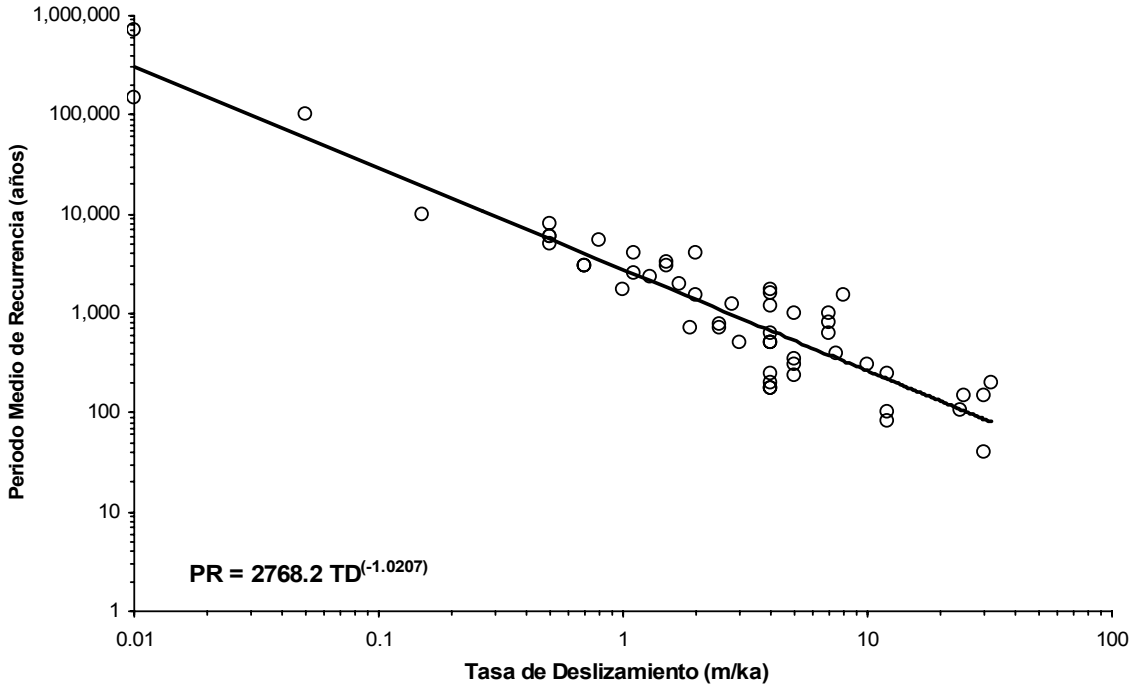


Figura 3.4. Regresión de la tasa de deslizamiento (TD) sobre el periodo medio de recurrencia del evento máximo (PR). Ajuste obtenido a partir de datos de Villamor y Berryman (1999).

En el método "Villamor y Berryman" se han empleado los datos contenidos en la publicación de Villamor y Berryman (1999) para realizar una regresión estadística entre la tasa de deslizamiento, como variable independiente, y el periodo de recurrencia. El valor de recurrencia referenciado en este trabajo se corresponde en todos los casos con la media de la regresión.

En el método "Slemmons" la recurrencia se ha estimado gráficamente. En los casos en que no se podía obtener claramente un único valor se ha preferido dar la media del intervalo en que éste quedaba comprendido. Los valores de magnitud momento (**M**) y magnitud de las

ondas superficiales (M_S) pueden considerarse aproximadamente equivalentes dentro del intervalo 5,0-7,5 (Hanks y Kanamori, 1979).

Finalmente, el periodo medio de recurrencia del evento de magnitud máxima se ha obtenido en forma de intervalo. Los extremos máximo y mínimo del intervalo, que representan respectivamente el caso más y menos favorable en términos de peligrosidad sísmica, se han obtenido haciendo la media entre los valores máximos y mínimos. En fallas cuya última deformación reconocida en campo no entra dentro del periodo Holoceno (pero sí del Pleistoceno Superior) se ha establecido el límite superior de la recurrencia en 10.000 años, y el límite inferior en la media de los valores máximos (e.g.: Falla de Carrascoy). Así mismo, en casos muy concretos, el intervalo de recurrencia se ha podido estimar además usando edades procedentes de dataciones absolutas y datos de estudios de paleosismicidad (e.g.: Falla de Alhama de Murcia).

El cálculo de la recurrencia a través de los métodos anteriormente explicados implica asumir que el desplazamiento efectivo de una falla tiene lugar fundamentalmente a través de grandes terremotos de tamaño similar, y que la ocurrencia temporal de éstos, dentro de un plazo de tiempo geológico corto (varias decenas de miles de años), es suficientemente constante como para poder caracterizarla por un valor medio.

3.2.6. Regionalización de la magnitud máxima

Los valores de magnitud máxima posible y periodo medio de recurrencia estimados para cada sistema de fallas reconocido en cada zona ME deben ser organizados de modo efectivo para ser útiles en una definición de fuentes sismogenéticas aplicada a un cálculo de la peligrosidad sísmica.

Aceptando la premisa de que los sistemas de fallas se distribuyen de manera homogénea por el interior de una zona ME, se puede admitir entonces que la magnitud máxima posible estimada para las fallas de los sistemas representados de la zona ME determina así mismo el límite superior de la distribución de la frecuencia de la magnitud de los eventos sísmicos que pueden producirse en su interior. Conocidos los valores de magnitud máxima posible de cada zona ME, se procede a agrupar en una región aquellas zonas ME que presenten valores iguales o muy similares (regionalización). Estas regiones no deben confundirse con las clásicas "zonas sismogenéticas" del cálculo de la peligrosidad, ya que éstas se caracterizan por presentar una distribución de frecuencias de la magnitud (relación de Gutenberg-Richter) uniforme.

3.2.7. Caracterización sísmica de grandes fallas

De modo similar a los sistemas de fallas, las grandes fallas quedan caracterizadas desde el punto de vista de la peligrosidad sísmica en términos de la magnitud máxima posible que pueden producir y la recurrencia media de tal evento. Sin embargo, en este caso cada falla representa por si misma una posible fuente sismogenética que debe ser estudiada de modo particular.

En un análisis de la peligrosidad sísmica regional, la modelización de una falla como fuente sismogenética o no depende de que ésta represente un fuerte contraste en relación con el potencial sísmico del territorio donde se encuentra contenida, ya sea en relación con el valor de la magnitud máxima o con la recurrencia media de tal evento. En el primer caso, a partir de los resultados obtenidos para cada falla analizada, se pueden distinguir aquellos segmentos tectónicos donde el valor de la magnitud máxima posible que pueden producir sea superior a la determinada en las zonas ME adyacentes.

Respecto al segundo caso, es importante señalar que en un estudio de peligrosidad sísmica de carácter regional y para periodos de retorno típicos de la construcción convencional,

las fallas de mayor importancia son aquellas donde el evento máximo puede tener una recurrencia media menor de 10.000 años (10 ka). En el SE de España, debido fundamentalmente a la escasez de estudios de paleosismicidad, la determinación de la recurrencia presenta fuertes incertidumbres. Tal y como se comentó en el apartado 3.2.5, en este trabajo se prefiere dar un intervalo donde los extremos inferior y superior constituyan respectivamente la media de los mínimos y máximos del conjunto de valores estimados. De este modo, estas fallas quedan caracterizadas para el cálculo la peligrosidad sísmica por un valor de magnitud máxima y dos posibles valores de recurrencia: máximo y mínimo, que representan, respectivamente, el caso más favorable y el menos favorable.

3.3. ZONACIÓN MORFOESTRUCTURAL DE LA ZONA DE TRABAJO

En la presente investigación se propone la división del SE de España en 10 zonas morfoestructurales (ME) (**Fig. 3.5**). En los siguientes apartados cada una de estas zonas es explicada con detalle. Para racionalizar la exposición y evitar repeticiones, solamente se exponen en cada apartado los bordes norte y occidental de cada zona ME, y aquellos bordes que no se compartan con ninguna otra zona. El análisis sismotectónico subsiguiente está organizado del mismo modo. Es conveniente señalar que al final de cada apartado se localiza un resumen general con los resultados más importantes.

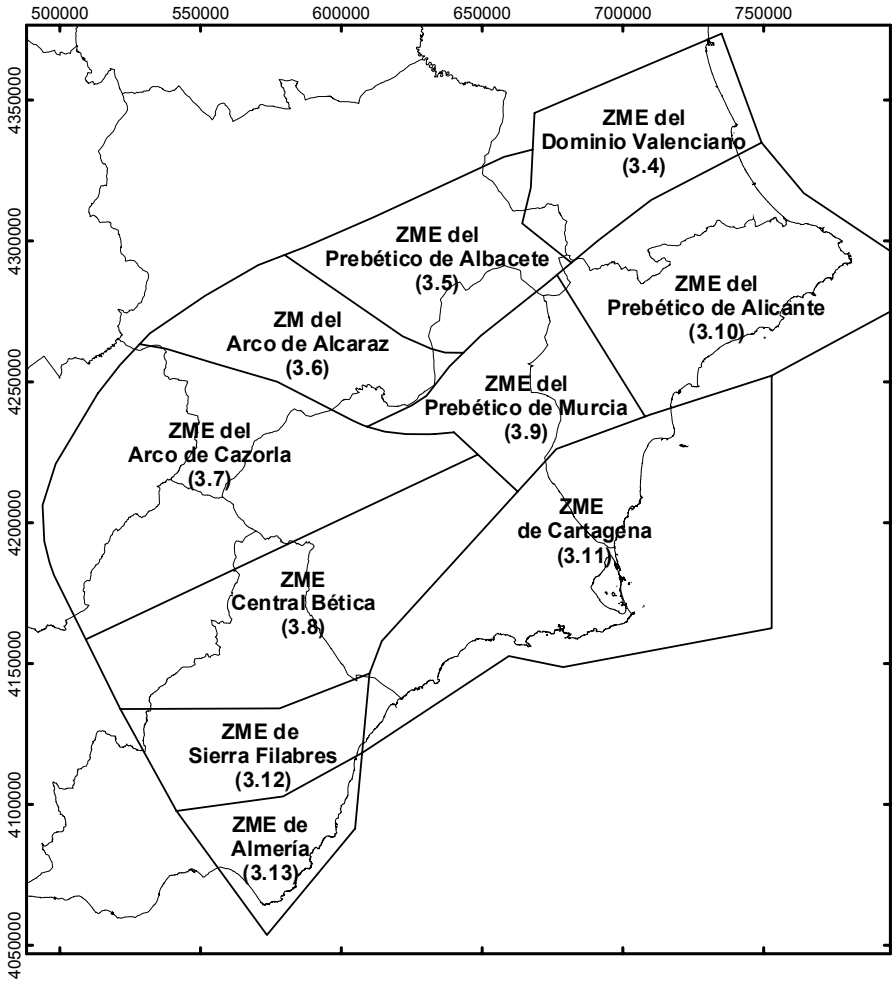


Figura 3.5. Zonas Morfoestructurales (ZME) del SE de España (ntre paréntesis se indica el apartado donde se desarrolla la explicación de cada zona).

En cada apartado se realiza en primer lugar una breve exposición de las principales características generales geológico-estructurales y fisiográficas de la zona ME. Posteriormente se analizan las características morfológicas y la información sobre actividad tectónica reciente de los diferentes sistemas de fallas reconocidos en el interior de la zona, con especial interés en la determinación de las longitudes máximas de las trazas superficiales de falla y la edad de los depósitos más modernos afectados por éstas. Los bordes de la zona, generalmente grandes zonas de falla, son estudiados de modo similar, si bien se presta especial interés a la definición de segmentos de falla y a la determinación de tasas de deslizamiento. Tras el análisis geológico se pasa a estudiar la ocurrencia de sismicidad en la zona ME, diferenciando la localizada en el interior respecto de la localizada en los bordes. En cada caso se identifican las agrupaciones sísmicas de importancia y la ocurrencia de series sísmicas. Tras analizar la calidad de la localización epicentral y los mecanismos focales calculados se identifican las posibles asociaciones sismotectónicas con los sistemas de fallas y grandes fallas presentes en la zona.

Finalmente, en el apartado de "Resumen y resultados" se estima la magnitud máxima que es capaz de generar cada sistema de fallas, o segmento de falla, y su recurrencia.

3.4. ZONA ME DEL DOMINIO VALENCIANO

3.4.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona se localiza prácticamente en su totalidad en la mitad meridional de la provincia de Valencia (**Fig. 3.6**). Geológicamente se sitúa en la zona de tránsito entre la Cordillera Ibérica y la Bética. Algunos autores, en base a la similitud de facies que presentan los sedimentos mesozoicos, han englobado este área dentro del Prebético Externo de las Cordilleras Béticas. Sin embargo, las características estructurales que presenta esta zona la diferencian claramente de las zonas de deformación de estilo Ibérico y Bético (Baena y Jerez Mir, 1982).

La estructura tectónica general del Dominio Valenciano está compuesta por un macizo tabular mesozoico (Macizo del Caroch, s.l.) atravesado por fallas de direcciones NW-SE y NE-SW que conforman una estructura en horst y grabens. En el interior de los grabens, o fosas, se acumulan potencias de varios centenares de metros de sedimentos miocenos continentales. Así mismo, en el interior de las fosas más importantes (e.g.: Bicorp, Quesa, Navarrés,...) afloran importantes extensiones de cuerpos diapíricos triásicos que deforman el relleno mioceno. El borde oriental del Macizo del Caroch está formado por suaves pliegues de direcciones NW-SE y NNW-SSE que suponen el paso gradual al relleno pliocuaternario de la Llanura Valenciana, donde aún se localizan algunos islotes mesozoicos suavemente plegados.

La evolución tectónica de esta zona comprende la sucesión de al menos tres eventos tectónicos diferenciados (Fontboté et al., 1992; De Ruig, 1992). El depósito de las series mesozoicas tuvo lugar en un ambiente de plataforma marina desarrollado sobre el antiguo margen continental de la Placa Ibérica (García-Hernández et al., 1980). Durante esta etapa tendría lugar, hacia finales del Cretácico, el inicio de los fenómenos de diapirismo a favor de accidentes heredados del zócalo Hercínico. A finales del Oligoceno tiene lugar una etapa de tectónica extensional en relación con la apertura del Surco Valenciano. Esta situación se invierte a finales del Aquitaniense con la ocurrencia de los impulsos compresivos procedentes del emplazamiento de las Zonas Internas en las Cordilleras Béticas. Finalmente, desde el Tortoniense hasta al menos finales del Plioceno, se reconoce un nuevo ambiente extensional. La Llanura Costera Valenciana registra una continua subsidencia desde comienzos del Plioceno hasta al menos el Holoceno, dando lugar a un potente relleno de sedimentos continentales procedentes de los aportes de los relieves adyacentes y los aluviales de los ríos Júcar y Magro (Goy y Zazo, 1974).

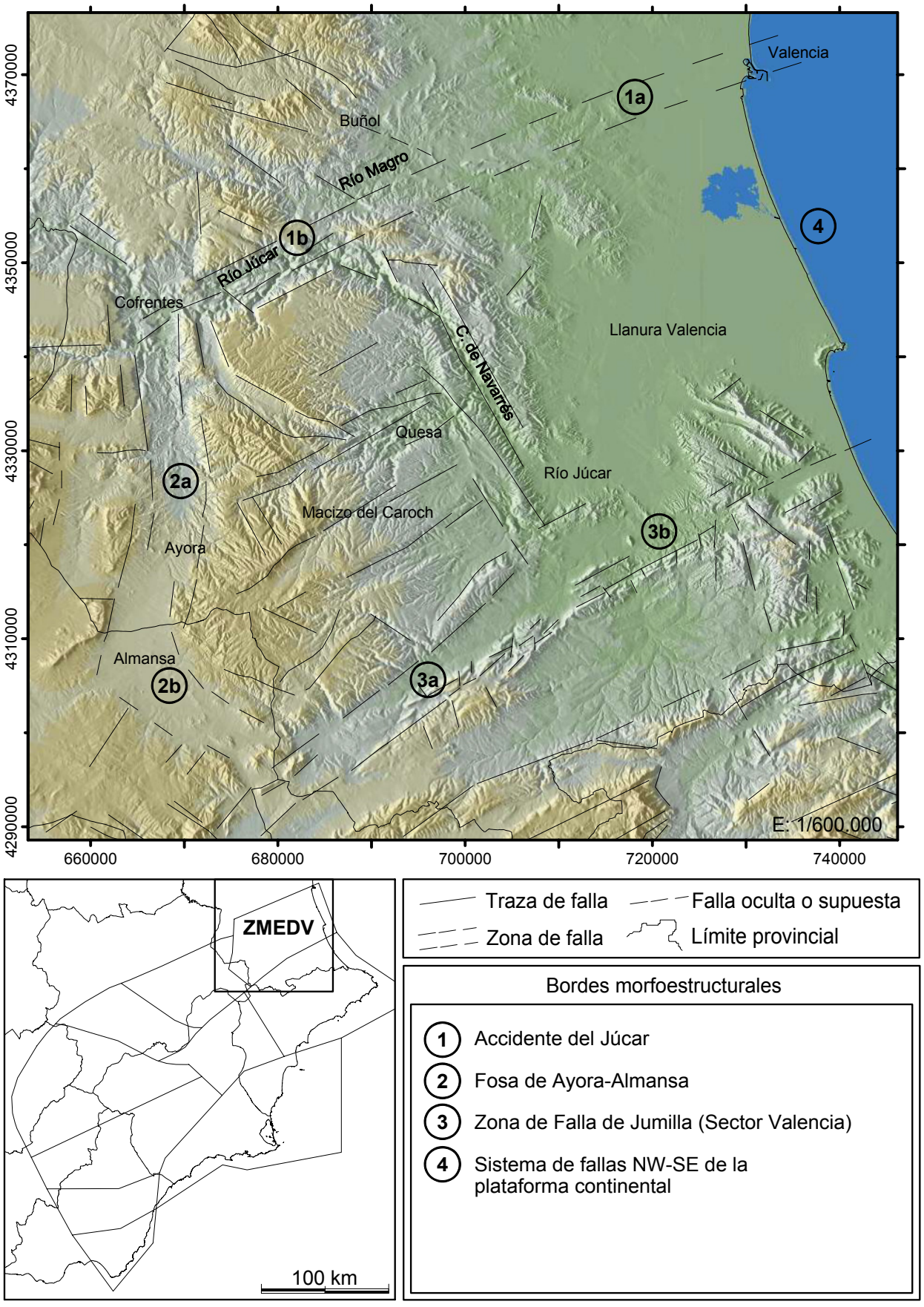


Figura 3.6. Zona Morfoestructural del Dominio Valenciano. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

La particular estructura y evolución tectónica de esta zona ha conformado un territorio con características fisiográficas muy diferentes respecto de las zonas adyacentes. La estructura tabular y el desarrollo gradual de la llanura litoral contrastan fuertemente con las alineaciones de sierras y depresiones intermontanas de las zonas del Prebético de Albacete y de Alicante, situadas al oeste y sur, respectivamente.

3.4.2. Sistemas de fallas NW-SE y NE-SW del interior y NW-SE del borde oriental.

En el interior de esta zona se localizan dos sistemas principales de fallas, de dirección NW-SE a NNW-SSE y NE-SW (**Fig. 3.6**). Estas fallas conforman los límites de estrechas y alargadas fosas donde se localizan los afloramientos más importantes de materiales neógenos y cuaternarios, así como la aparición frecuente de masas diapíricas triásicas. Los bordes de las fosas están controlados por zonas de falla, de unos 2-3 km de ancho, donde se pueden identificar fallas singulares con longitudes del orden de los 10-15 km y en el caso del sistema NW-SE de hasta 20 km (e.g.: Canal de Navarrés).

La continuidad del sistema NW-SE a través de la plataforma continental de Valencia ha sido reconocida en estudios de prospección geofísica marina (Díaz del Río et al., 1986). Este sistema de fallas controla la morfología general de la línea de costa (Arco Valenciano) y representan el paso a la corteza fuertemente adelgazada del Surco Valenciano.

La actividad reciente de los sistemas NW-SE y NE-SW está muy poco estudiada. Estudios realizados en la falla NE-SW del borde meridional de la Cuenca de Quesa, parecen indicar que los últimos movimientos de ésta tuvieron lugar en el Aragoniense Medio-Superior (Santisteban et al., 1993). Por otra parte, el alto grado de sinuosidad que presentan los bordes de las cuencas desarrolladas en el interior de las fosas no es indicativo de actividad reciente. En el interior de algunas de las fosas se han reconocido deformaciones en los depósitos miocenos localizados en las cercanías de los diapiros. En algún caso éstas deformaciones han podido alcanzar a materiales cuaternarios (I.G.M.E., 1976).

Finalmente, en la Llanura Costera Valenciana tampoco se han reconocido evidencias de actividad tectónica reciente (Goy y Zazo, 1974; I.G.M.E., 1979a; I.G.M.E., 1973a). Sin embargo, la actividad reciente del sistema NW-SE ha sido evidenciada en la plataforma continental, donde se han identificado deformaciones en depósitos de edad Plio-cuaternario (Díaz del Río et al., 1986; Goy et al., 1987).

3.4.3. Borde Septentrional: Graben del Júcar y prolongación oriental

Este borde está definido por la alineación ENE-WSW que forman los valles del Júcar y del Magro, que aproximadamente coincide con la desaparición del estilo estructural Ibérico y el inicio del Bético y, posteriormente, con una alineación de igual dirección formada por masas diapíricas que desaparece al entrar en la Llanura Valenciana, por donde se supone su continuidad (**Fig. 3.6**). En algunos trabajos esta alineación ha sido denominada como la parte más oriental de la Banda Estructural de Toledo (Alía, 1972 en Goy y Zazo, 1974; I.G.M.E., 1982b) y, así mismo, coincide con una zona de importante gradiente gravimétrico que evidencia el carácter profundo de la misma (Carbó, 1983).

La traza en superficie de este accidente se manifiesta como un penetrativo sistema de fallas de dirección NE-SW que conforman una banda de unos 5 km de ancho. Las longitudes de estas fallas están comprendidas entre 5 y 10 km, localizándose las de mayor longitud a lo largo los bordes del graben del Júcar. No se han encontrado trabajos sobre la actividad reciente de estas fallas, ni tampoco se han podido deducir a partir de las cartografías disponibles.

3.4.4. Borde Occidental: Fosa de Ayora-Almansa

Este borde está definido a lo largo de la fosa tectónica que discurre desde el norte de Almansa hasta Cofrentes, donde entronca con el graben del Júcar (**Fig. 3.6**). Según diversos autores esta fosa forma parte de una estructura mayor que se prolongaría en dirección norte hasta Teruel (I.G.M.E., 1955) y por el sur a lo largo de la Depresión del Vinalopó (Rodríguez Estrella, 1977).

La Fosa de Ayora-Almansa separa el Dominio Valenciano de la Zona ME del Prebético de Albacete, de características tectónicas y fisiográficas diferentes. En el interior de la fosa se localizan importantes masas diapíricas triásicas que afectan al relleno mioceno. Los bordes de la fosa están delimitados por un sistema de fallas de direcciones NW-SE y NNE-SSW a N-S de longitudes siempre menores de 10 km. Este sistema de fallas no parece controlar activamente los frentes montañosos, dado el grado de sinuosidad que presentan éstos así como por el desarrollo de continuidad que presentan las superficies de glacis.

En la zona de enlace con el graben del Júcar, en Cofrentes, se localiza un afloramiento de rocas volcánicas de edad 2,2 ma (Sánchez Ridruejo y López Marinas, 1975), que supone la manifestación de actividad más reciente encontrada en la zona.

3.4.5. Análisis sismotectónico de superficie

En este apartado se analizan las relaciones sismotectónicas del interior y bordes norte, oeste y este de la zona. El borde sur, Zona de Falla de Jumilla (Sector Valenciano), se estudia en la Zona ME del Prebético de Alicante (aptdo. 3.10).

La distribución de la sismicidad en el interior de esta zona tiene lugar, de modo preferente, en la mitad oriental del Macizo del Caroch y en la Llanura Costera Valenciana (**Fig. 3.7**). La mayoría de la sismicidad registrada corresponde al periodo instrumental moderno y es fundamentalmente de magnitudes bajas. Por el contrario, el rango de magnitudes más alto se corresponde con sismos registrados en los periodos instrumentales anteriores.

La distribución de la sismicidad tiene lugar de modo bastante uniforme, sin identificarse de modo evidente ninguna agrupación ni alineación preferente. Destaca la ocurrencia de los sismos de 1951, 1958 y 1971, de magnitudes 4,3, 4,2 y 3,7 respectivamente, así como la localización de eventos históricos de intensidad VII. Debido a la ausencia de series sísmicas no es posible establecer relaciones claras con los sistemas de fallas presentes en la zona. Sin embargo, esta sismicidad debe tener su origen en el funcionamiento de la red de fracturas NW-SE y NE-SW del Macizo del Caroch, así como en la prolongación de éstas por debajo de la cobertera sedimentaria pliocuaternaria de la Llanura Valenciana.

El borde norte de esta zona presenta una sismicidad muy escasa, a excepción de las áreas localizadas en su extremo central y parte oriental (**Fig. 3.7**). La agrupación de la parte central (**Agrupación de Buñol**) se compone de sismos registrados durante el periodo instrumental moderno, a excepción del sismo de magnitud 4,3 registrado en 1969 y sentido con intensidad V en Chiva (Valencia). Dentro de esta agrupación se identifica la **Serie Sísmica de Buñol de 1991.** Esta serie está compuesta por 5 eventos registrados el 21 de Diciembre de 1991 con magnitudes entre 3,3 y 2,4. La distribución de epicentros marca una clara alineación NW-SE coherente con la dirección de las fallas cartografiadas en la zona. Así mismo, el resto de los epicentros de esta agrupación se alinea preferentemente en esta misma dirección. La ocurrencia de esta sismicidad debe estar por tanto relacionada con fallas NW-SE de la Cordillera Ibérica. El Accidente del Júcar posiblemente representa un límite estructural a la propagación de la sismicidad hacia el interior de la Llanura Valenciana, como se observa con la distribución de los epicentros de la serie sísmica de Buñol de 1991.

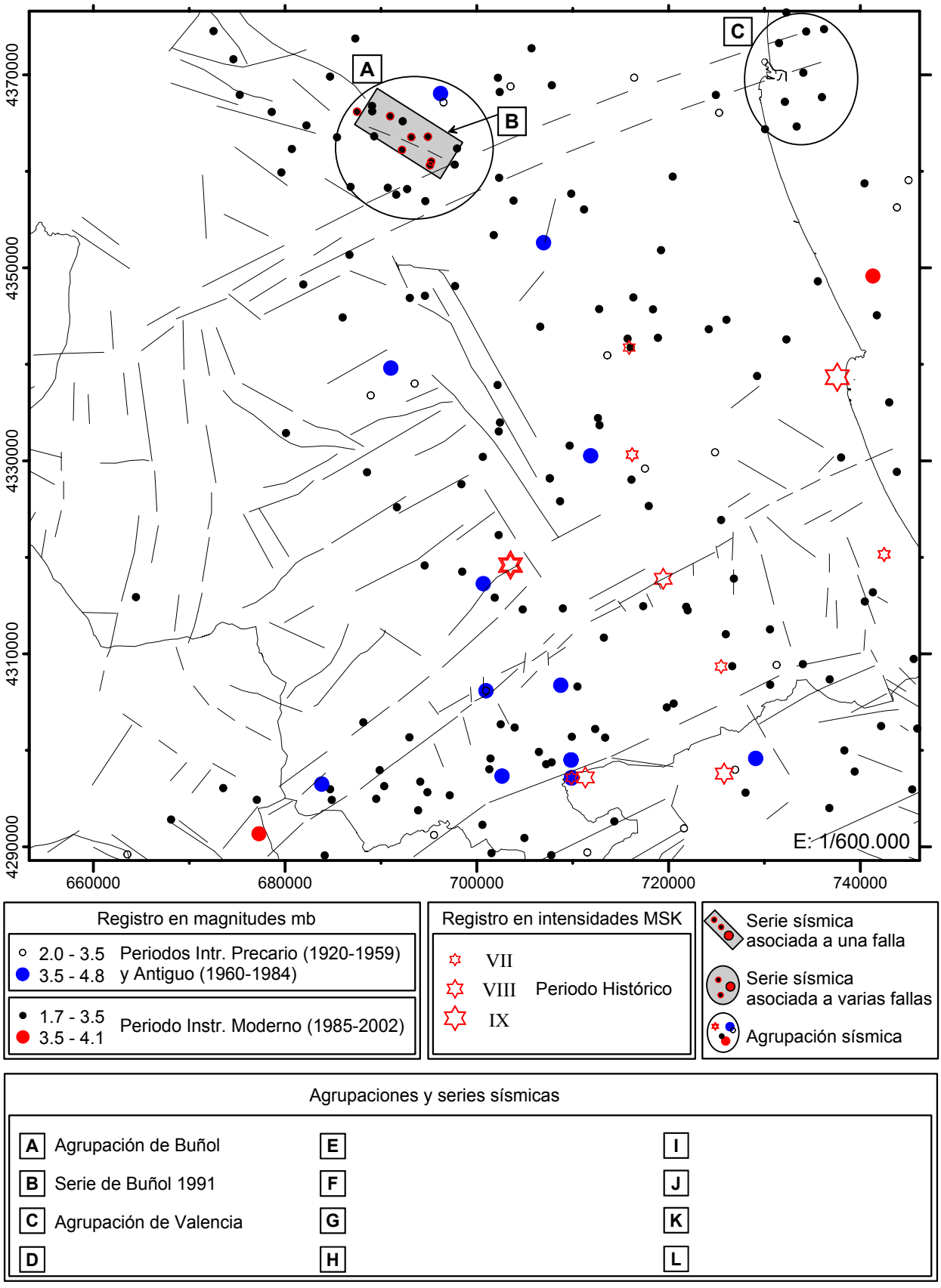


Figura 3.7. Zona Morfoestructural del Dominio Valenciano. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.6.

La agrupación del extremo oriental se localiza fundamentalmente en la plataforma continental a la altura de la ciudad de Valencia (**Agrupación de Valencia**). Esta agrupación está compuesta por sismos registrados durante el periodo instrumental moderno con magnitudes entre 2,3 y 3,4. La distribución de epicentros señala una alineación preferente NW-SE, que podría estar relacionada con la actividad de fallas del sistema NW-SE de la plataforma continental valenciana. Sin embargo, ya que no se identifican series sísmicas con suficiente número de réplicas no es posible establecer claramente esta relación. La ocurrencia de sismicidad también podría estar controlada por interacciones dinámicas con fallas NE-SW del Accidente del Júcar.

Finalmente, la sismicidad del borde oriental de esta zona es muy escasa. Destaca únicamente la ocurrencia de un sismo de magnitud 3,5 en 1995, que no presenta registro de réplicas. Si bien no es posible establecer relaciones sismotectónicas claras en este borde debido a la escasa representación de epicentros y a la ausencia de series sísmicas, la ocurrencia de terremotos a lo largo del Arco Valenciano debe estar relacionada con la actividad de las fallas NW-SE de la plataforma continental valenciana.

3.4.6. Resumen y resultados

No se han encontrado evidencias directas de actividad tectónica reciente en ninguno de los sistemas de fallas presentes en el interior ni en los bordes de esta zona, a excepción de deformaciones en depósitos Plio-cuaternarios de la plataforma continental por efecto de fallas del sistema NW-SE (Díaz del Río et al., 1986; Goy et al., 1987). Sin embargo, la sismicidad localizada en la Llanura Valenciana y Macizo del Caroch debe asociarse con el funcionamiento de los sistemas de fallas NW-SE y NE-SW del interior. Esta sismicidad debe corresponderse con pequeñas roturas en profundidad, que dan lugar a sismos de magnitudes por lo general bajas y en algún caso del orden de 4,0. La ocurrencia de estos sismos podría alcanzar intensidades destructoras ($I_o \geq$VII) en caso de que se situaran muy cerca de alguna población, en especial de la Llanura Valenciana, dados los esperables efectos de amplificación.

De acuerdo con las longitudes máximas que presenta la traza superficial de estas fallas en el Macizo del Caroch, entre 10 y 20 km, la magnitud momento de un sismo que rompiera en superficie toda esta longitud se puede estimar en 6,24 y 6,59, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). Dada la ausencia de evidencias de actividad tectónica reciente en estas fallas y, a falta de estudios más específicos sobre el tema, el periodo de recurrencia de tales eventos debe estimarse en al menos varias decenas de miles de años.

3.5. ZONA ME DEL PREBÉTICO DE ALBACETE

3.5.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona se localiza en el cuadrante suroccidental de la provincia de Albacete y extremo nororiental de la Región de Murcia (**Fig. 3.8**). En un contexto regional se sitúa en el Prebético Externo de las Cordilleras Béticas (Baena y Jerez Mir, 1982), si bien presenta un estilo de deformación característico que contrasta fuertemente con las zonas adyacentes.

La estructura tectónica se caracteriza por presentar una progresiva pero rápida variación del estilo tectónico desde su borde suroccidental, donde se reconoce fácilmente la directriz de plegamiento bético, hacia el NE y NW. En el primer caso los ejes de los pliegues giran progresivamente para disponerse en dirección NE-SE y NNE-SSW a la vez que aumentan su radio de curvatura hasta conformar finalmente una estructura tabular que culmina en el macizo de la "Cordillera de Monte Aragón".

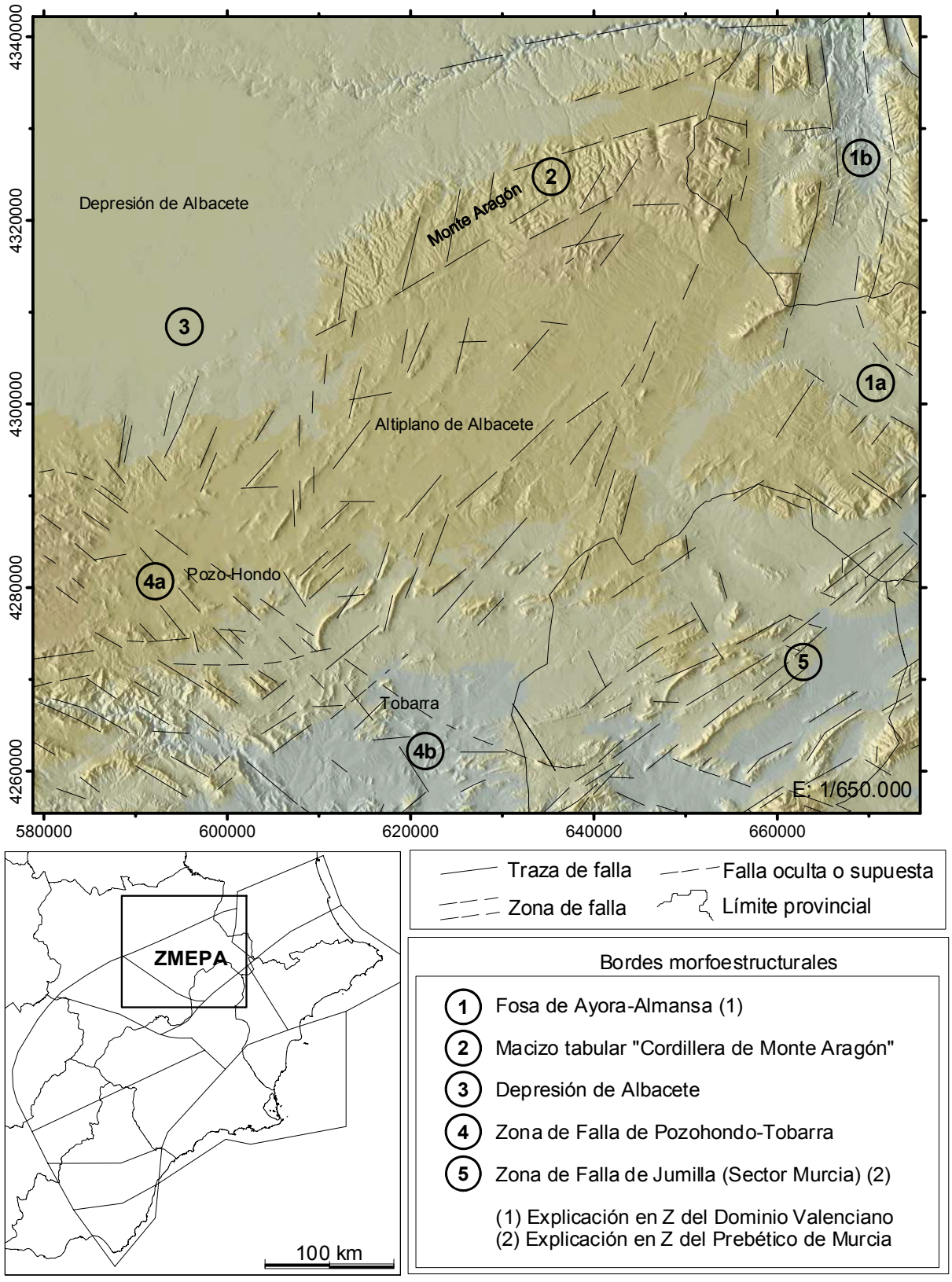


Figura 3.8. Zona Morfoestructural del Prebético de Albacete. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

A favor de las extensas dovelas de estos pliegues, se desarrollan fallas normales de igual dirección que imponen una tectónica de horst y graben. Esta característica variación del estilo tectónico está originada por la progresiva adaptación de las directrices estructurales a la fracturación hercínica del zócalo por efecto del paulatino adelgazamiento de la cobertera mesozoica en dirección norte. En dirección NW los ejes de los pliegues experimentan también un giro hacia el NE, pero éste es más suave y no va acompañado por un aumento de los radios de curvatura. Así mismo, se produce un desarrollo complejo de varios sistemas de fallas, de direcciones NW-SE, NE-SW y NNW-SSE. Finalmente, en la parte septentrional se produce el contacto con los depósitos neógenos y pliocuaternarios de la Depresión de Albacete.

La compleja estructura tectónica de esta zona es el producto de varias fases de deformación. Durante el mesozoico tuvo lugar la formación de la plataforma marina en un ambiente extensional fuertemente controlado por la presencia de fallas normales del zócalo Hercínico. Esta situación se invierte a principios del Burdigaliense por efecto del emplazamiento de las Zonas Internas béticas desarrollándose un cinturón de pliegues y cabalgamientos, cuyo grado de apretamiento disminuye gradualmente en dirección NE. Durante el Serravaliense, y a favor de las directrices estructurales formadas en la etapa anterior, se desarrolla una tectónica de desgarre. Esta fase tectónica finaliza a comienzos del Tortoniense, generándose los sistemas de fallas de dirección general NW-SE y NE-SW que terminan de configurar la morfoestructura que se observa actualmente.

Desde el punto de vista fisiográfico esta zona constituye un altiplano de unos 800-900 m de altitud media constituido por una alineación de sierras alargadas y estrechas que delimitan amplias depresiones de carácter endorreico con gran desarrollo de superficies glacis.

3.5.2. Sistemas de fallas del interior

En el interior de esta zona se reconocen cuatro sistemas de fallas (**Fig. 3.8**). De modo simplificado éstos pueden ser agrupados en aquellos que se disponen predominantemente paralelos a los relieves, con direcciones NE-SW y ENE-WSW y aquellos que los cortan con direcciones NW-SE y N-S. En el primer caso se trata en su mayoría de fallas complejas con movimientos inversos y direccionales, que se reconocen discurriendo por el interior y bordes de las serranías con longitudes en torno a los 5-10 km. Los frentes de las sierras no muestran evidencias de control tectónico reciente por parte de este sistema de fallas. Presentan un alto índice de sinuosidad con gran desarrollo de bahías y extensión de superficies de glacis de edad Pleistoceno Medio-Superior.

Las fallas del segundo grupo muestran una mayor expresión morfológica sobre el territorio, al controlar la terminación de la mayoría de los relieves. La longitud de estas fallas es por lo general de unos 5 km, aunque hacia el este y norte de la zona pueden alcanzar valores en torno a los 10 km. No se han encontrado evidencias directas de actividad tectónica reciente en estas fallas.

3.5.3. Borde septentrional: Depresión de Albacete y Macizo tabular de "Monte Aragón"

El borde norte de esta definido basándose en la aparición de dos territorios de características morfoestructurales diferentes. En la mitad occidental está definido por el paso gradual a la Depresión de Albacete, y en la mitad oriental por el macizo tabular de la "Cordillera de Monte Aragón" (**Fig. 3.8**). Este borde coincide con el final del registro de deformación en depósitos neógenos (I.G.M.E., 1978a).

Este borde está compuesto por una serie de fallas en relevo de dirección general NE-SW que hacia el este entroncan con la Fosa de Ayora y hacia el oeste desaparecen por debajo de la

cobertera neógena de la Depresión de Albacete. La traza de estas fallas controla la dirección del frente sur del macizo de Monte Aragón. Sin embargo, no se han encontrado evidencias claras de que este control pueda considerarse reciente, dado el relativo alto grado de sinuosidad que éste presenta y, la extensión y continuidad que presentan las superficies de glacis que parten de él.

3.5.4. Borde occidental: Falla de Pozohondo-Tobarra

La Zona de Falla de Pozohondo-Tobarra (I.G.M.E., 1984a; Martín-Velázquez, 1996), marca el final del estilo estructural y características fisiográficas de esta zona y el comienzo de la Zona ME del Arco de Alcaraz (**Fig. 3.8**). La traza en superficie de esta falla se reconoce, de manera irregular, limitando bordes de serranías con longitudes que no superan por lo general los 5 km. Sin embargo, la directriz general de esta falla se puede reconocer por unos 65 km en dirección NW-SE, desde su extremo septentrional, en el inicio de la Depresión de Albacete, hasta entroncar con la Falla de Jumilla a la altura de la Sierra de las Cabras.

No se han encontrado trabajos que hagan referencia a la actividad reciente de esta falla. Las depresiones atravesadas por la misma presentan un gran desarrollo y continuidad de superficies de glacis de edad Pleistoceno Medio-Superior, que aparentemente no muestran evidencias de deformaciones recientes.

3.5.5. Análisis sismotectónico de superficie

En este apartado únicamente se discuten los bordes norte y oeste e interior de la zona. Los bordes este (Fosa de Ayora-Almansa) y sur (Zona de Falla de Jumilla) son explicados en las zonas del Dominio Valenciano (aptdo. 3.4) y del Prebético de Murcia (aptdo. 3.9).

La distribución de epicentros sísmicos por el interior de esta zona es muy escasa (**Fig. 3.9**), y se corresponde en su mayoría con eventos de magnitudes pequeñas registradas en el periodo instrumental moderno. Destaca únicamente una pequeña agrupación de epicentros en la esquina suroriental de la zona (**Agrupación de Tobarra**). Esta agrupación está compuesta por terremotos de magnitud entre 1,7 y 2,5 registrados entre 1998 y 2000. La distribución de los epicentros no marca ninguna alineación preferente. En esta zona se han cartografiado una serie de fallas del sistema ENE-WSW, que podrían ser las responsables de esta sismicidad. Sin embargo, dada la ausencia de series sísmicas y la dispersión circular de los epicentros, no puede descartarse que sean fallas de otros sistemas no cartografiados las que controlen la ocurrencia de sismicidad en esta agrupación.

Los terremotos de mayor magnitud fueron registrados en los periodos instrumentales anteriores al moderno y se localizan en la parte norte de la zona. La magnitud de estos sismos tan solo alcanza el valor de 3,5, si bien el terremoto de 1933 de Chinchilla (Albacete) fue sentido con intensidad V. Dada la lejanía entre epicentros y la baja precisión de la localización que presentan, no es posible relacionarlos con ningún accidente concreto.

Finalmente es destacable que en toda esta zona no se tenga noticia de la ocurrencia de terremotos con anterioridad a 1965.

3.5.6. Resumen y resultados

No se han encontrado evidencias directas de actividad tectónica reciente en ninguno de los sistemas de fallas presentes en esta zona. Sin embargo, dado que existe cierto registro sísmico no debe suponerse que esta zona es totalmente inactiva. La escasísima representación de la sismicidad, nula en el caso de la histórica, no permite establecer ninguna relación clara entre fallas o sistemas de fallas y terremotos.

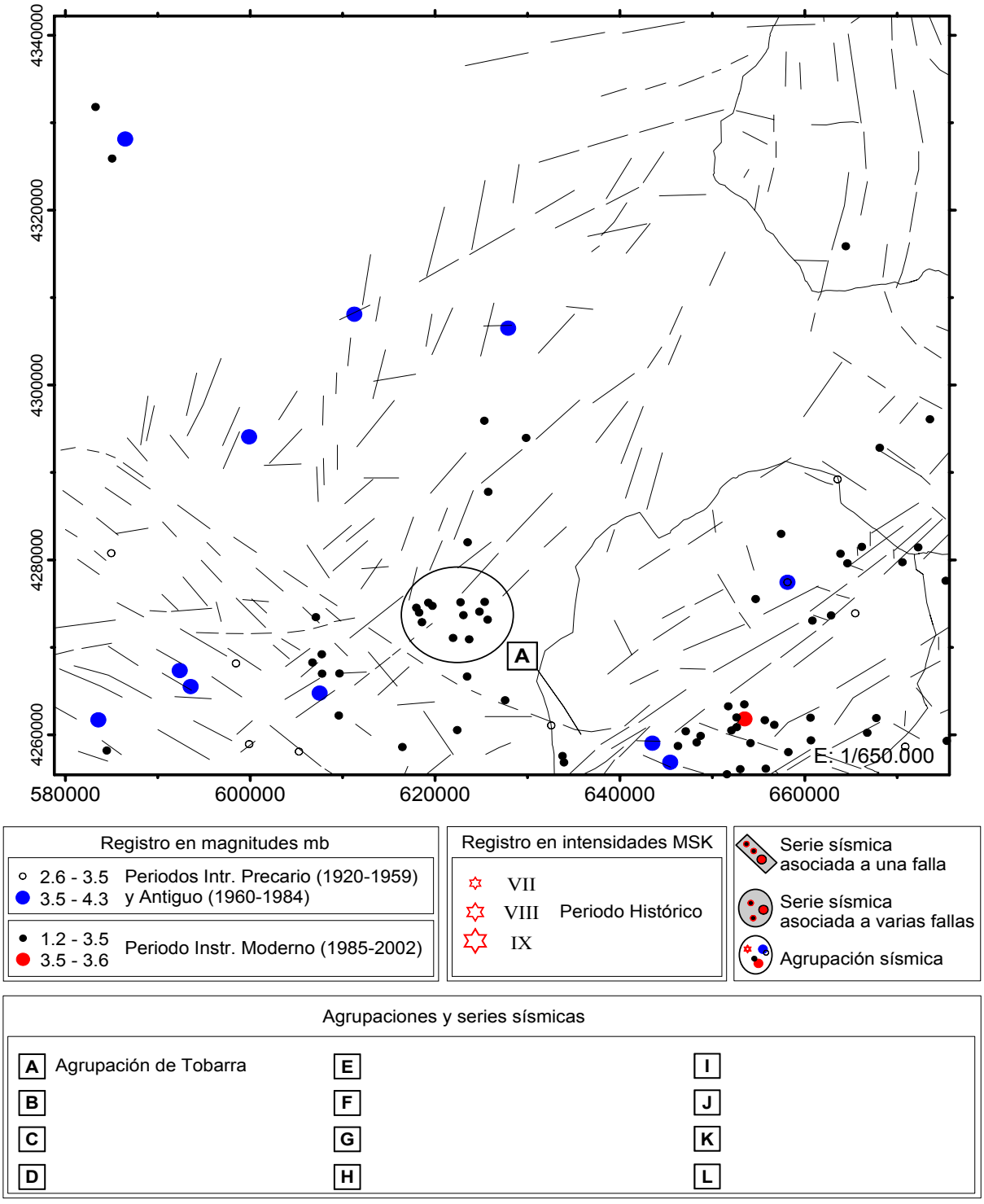


Figura 3.9. Zona Morfoestructural del Prebético de Albacete. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.8.

De acuerdo con las longitudes que presentan las trazas superficiales de las fallas de todos los sistemas identificados en la zona, entre 5 y 10 km, se puede estimar la magnitud momento de un sismo que rompiera toda esta longitud en 5,89 y 6,24, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). Dado que no se han descrito deformaciones en los depósitos de glacis del Pleistoceno Medio-Superior, extensamente desarrollados en esta zona, el periodo de recurrencia de tales eventos debe asumirse en al menos varias decenas de miles de años.

3.6. ZONA ME DEL ARCO DE ALCARAZ

3.6.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona se localiza prácticamente en su totalidad en el cuadrante suroeste de la provincia de Albacete (**Fig. 3.10**). Las facies de los materiales mesozoicos aflorantes enmarcan esta zona en el Prebético Externo de las Cordilleras Béticas.

La estructura tectónica está caracterizada por presentar una marcada directriz NW-SE que contrasta fuertemente con las otras zonas morfoestructurales adyacentes. En el interior de la zona se reconoce un sistema de fallas NW-SE muy penetrativo, siendo la falla más importante la de Socovos-Calasparra, que define el borde occidental de esta zona. En la parte septentrional se localiza un apretado cinturón de pliegues y cabalgamientos que con dirección NE-SW forman el Arco de Alcaraz y suponen el término de esta zona, dando paso al macizo tabular del Campo de Montiel y a la Depresión de Albacete.

La evolución tectónica de esta zona está estrechamente ligada al emplazamiento del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Arco de Cazorla (Álvaro et al., 1975), situado hacia el oeste (cf. 3.5). Concretamente esta zona se interpreta como la banda de transferencia oriental del Arco de Cazorla (Martín-Velázquez, 1996; Rodríguez-Pascua, 1998). El funcionamiento de esta zona de cizalla provocó el desarrollo de un sistema principal de fallas dextrales NW-SE y un sistema secundario ENE-WSW a E-W, que deformaron la directrices béticas previamente existentes. Desde el Tortoniense Medio hasta la actualidad se reconoce en el interior de la banda de cizalla un campo extensional radial (Martín-Velázquez et al., 1998), acompañado de un levantamiento regional generalizado (Kenter et al., 1990) y de la extrusión de materiales volcánicos de origen profundo (lamproitas) (Nobel et al., 1981).

La particular evolución tectónica de esta zona le ha conferido unas características morfoestructurales propias, que la diferencian de las zonas adyacentes, como son la predominante orientación NW-SE de las sierras y el desarrollo de la red de drenaje más importante de las Cordilleras Béticas Orientales: la cuenca alta del río Segura.

3.6.2. Sistemas de fallas del interior

En el interior de esta zona se pueden reconocer dos sistemas principales de fallas, de orientaciones NW-SE y NE-SW a ENE-WSW (**Fig. 3.10**).

El sistema NW-SE se distribuye principalmente en el sector central de la zona, coincidiendo con el tramo de igual de dirección de la Falla de Socovos-Calasparra. Las longitudes de las trazas en superficie de estas fallas varían entre los 5 y 10 km, si bien sus directrices pueden continuarse por longitudes muy superiores.

El sistema NE-SW a ENE-WSW conforma una red de fallas anastomosadas genéticamente relacionadas con el sistema NW-SE. Las trazas superficiales de estas fallas se reconocen de modo discontinuo y presentan longitudes menores que en el sistema anterior, pero de igual modo, sus directrices puede seguirse por algunas decenas de kilómetros.

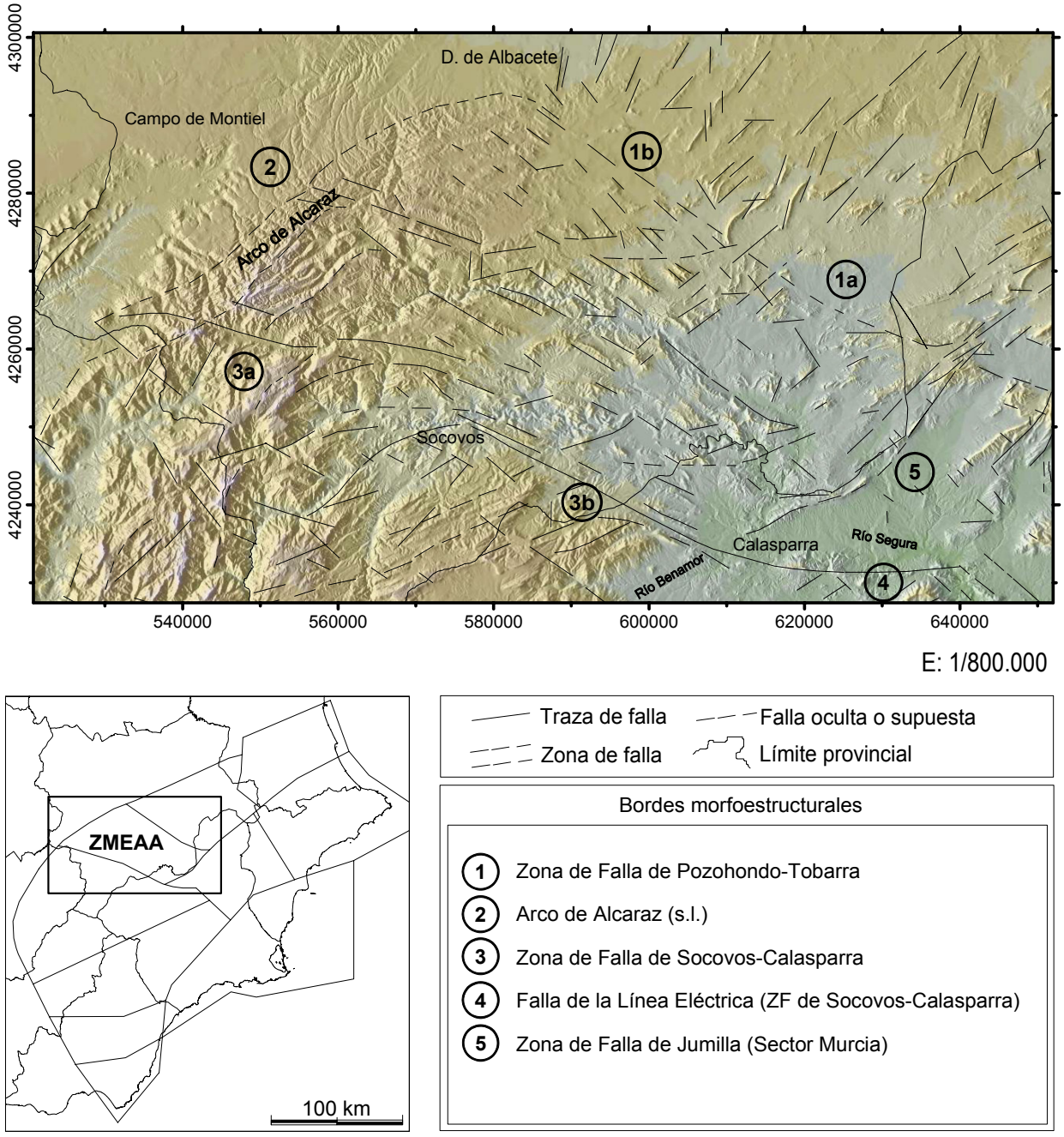


Figura 3.10. Zona Morfoestructural del Arco de Alcaraz. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

Este sistema de fallas ha funcionado con cinemática normal-direccional desde el Tortoniense Medio controlando la sedimentación de varias cuencas lacustres, desarrolladas principalmente en la mitad sur de esta zona, hasta el Plioceno Medio (Elízaga y Calvo, 1988; Rodríguez-Pascua, 1998).

En los depósitos lacustres se han descrito numerosas deformaciones atribuibles a la acción dinámica provocada por terremotos ocurridos durante el Mioceno Superior (sismitas) (Rodríguez-Pascua et al., 2000 y 2001). Según estos autores los terremotos responsables de estas deformaciones debieron ocurrir a distancias epicentrales menores de 25 km, y por tanto deben estar relacionados con la actividad tectónica de las fallas en el área durante el Mioceno Superior. Así mismo, Rodríguez-Pascua (1998) señala el característico facetado triangular de algunos de los bordes de los paleolagos como indicativo de actividad tectónica reciente de estas fallas, además de la presencia de fallamientos puntuales en depósitos cuaternarios aluviales.

3.6.3. Borde Septentrional: Arco de Alcaraz

El borde septentrional de esta zona está definido en base al contraste morfoestructural que se produce con la neta terminación de las escamas cabalgantes del Arco de Alcaraz y el paso al macizo tabular del Campo de Montiel y Depresión de Albacete (**Fig. 3.10**). El paso hacia estos dos dominios aparentemente no está controlado por ningún accidente tectónico de importancia. No obstante, no se puede despreciar la influencia de accidentes NE-SW heredados del zócalo Hercínico, como se observa un poco más al norte. La actividad reciente de las fallas que componen este borde es desconocida.

3.6.4. Borde Occidental: Zona de Falla de Socovos-Calasparra

La Falla de Socovos-Calasparra (Jerez-Mir, 1973; I.G.M.E., 1981a) presenta una morfología sigmoide donde se distingue un tramo rectilíneo central de dirección NW-SE y dos tramos de dirección general WNW-ESE (**Fig. 3.10**). Durante el emplazamiento del Arco de Cazorla-Alcaraz el trazado rectilíneo central de la falla habría absorbido la mayor parte del movimiento de traslación dextroso mientras que en los splays de los extremos se producirían deformaciones compresivas.

En el tramo central, la traza principal de falla se reconoce de modo muy evidente, por su marcado carácter rectilíneo y clara expresión morfológica en superficie, desde su cruce con el río Segura hasta su cruce con el río Benamor, en las cercanías de Calasparra; comprendiendo una zona de falla de entre 4-6 km de ancho a lo largo de unos 40 km. En el tramo norte, la falla se divide en un abanico (o splay) conformando la zona donde las escamas cabalgantes del Arco de Cazorla-Alcaraz experimentan un giro hacia el NE-SW. En el tramo sur la traza principal se curva en dirección WNW-ESE linealizando el frente de cabalgamientos del Subbético, donde recibe el nombre de Falla de la Línea Eléctrica (Jérez-Mir, 1973) hasta su cruce con el río Segura, donde la expresión en superficie de la falla desaparece. Comprende una longitud total de unos 30 km.

La actividad tectónica reciente de la Falla de Socovos-Calasparra se ha reconocido en sus tramos central y meridional (Falla de la Línea Eléctrica), donde deforma depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Superior y Pleistoceno Medio, respectivamente (I.T.G.E., 1993). Así mismo, otros trabajos (Martín-Velázquez et al., 1998; Rodríguez-Pascua, 1998) mencionan deformaciones y controles en la sedimentación de depósitos cuaternarios atribuibles a la actividad reciente de esta falla.

3.6.5. Análisis sismotectónico de superficie

La distribución de la sismicidad en esta zona tiene lugar de modo preferente en la mitad meridional (**Fig. 3.11**). La mayoría de los terremotos fueron registrados durante el periodo instrumental precario y antiguo. Concretamente todos los sismos con magnitud igual o superior a 4,0 fueron registrados en estos dos periodos. Este hecho determina la nula representación de series sísmicas y dificulta la determinación de relaciones claras entre localizaciones epicentrales y sistemas de fallas.

En el interior de esta zona se pueden distinguir tres pequeñas agrupaciones sísmicas (**Fig. 3.11**). La primera se localiza en la parte central de esta zona y está compuesta por dos sismos de magnitud 4,0 y 4,1 registrados en 1965 y 1973, respectivamente, en las cercanías de Liétor (Albacete) (**Agrupación de Liétor**). No se conoce la intensidad con que fueron sentidos. Ambos epicentros se alinean en dirección NW-SE, coincidente con la presencia de fallas con esta dirección en la zona. Sin embargo, la ocurrencia de esta sismicidad puede estar relacionada con cualquiera de los sistemas de fallas presentes en el interior de la zona.

Al sureste de esta agrupación se localiza la **Agrupación de Hellín**, compuesta por 4 terremotos registrados entre 1995 y 2002, con una magnitud máxima de 3,0, y un sismo de magnitud 3,8 registrado en 1968, del cual no se conoce la intensidad con la que fue sentido. La ocurrencia de esta sismicidad puede estar controlada por cualquiera de los sistemas de fallas representados en el interior de esta zona.

Finalmente, en la parte meridional, se puede distinguir otra pequeña agrupación sísmica (**Agrupación de Camarillas**) (**Fig. 3.11**). Aproximadamente la mitad de los sismos que componen esta agrupación fueron registrados en 1965 y localizados en el entorno del embalse de Camarillas, alcanzando uno de ellos una magnitud de 3,6. Esta sismicidad podría haber sido producida indirectamente por efecto del llenado del embalse.

En el borde oeste de esta zona, representado por la Zona de Falla de Socovos-Calasparra, se distingue un aumento de la densidad de epicentros, que en términos generales marcan una alineación NW-SE (**Agrupación de Socovos-Calasparra**) (**Fig. 3.11**). Dentro de esta agrupación se distinguen cuatro sismos de magnitud superior a 3,5, destacando el registrado en 1941 de 4,1 y sentido con intensidad VI en Calasparra (Murcia). El resto de la sismicidad está predominantemente registrada durante el periodo instrumental moderno con magnitudes entre 1,7 y 3,2. La distribución de epicentros marca una alineación general NW-SE paralela la Falla de Socovos-Calasparra. Sin embargo, la ocurrencia de sismicidad también podría estar relacionada con los otros sistemas de fallas presentes en la zona.

Por último, al norte del Arco de Alcaraz, fuera de la zona, se localiza una agrupación de sismos de magnitud menor de 3,5 registrados en su mayoría con posterioridad a 1999 (**Agrupación de Montiel**) (**Fig. 3.11**). La ocurrencia de esta sismicidad podría estar relacionada con el funcionamiento de las fallas NE-SW del zócalo Hercínico que controlan la terminación del Arco de Alcaraz y la fracturación del Campo de Montiel.

3.6.6. Resumen y resultados

3.6.6.1. Sistemas de fallas ENE-WSW a NE-SW y NW-SE

En el interior de esta zona se han reconocido deformaciones en depósitos cuaternarios en relación con la actividad de algunas fallas del sistema NE-SW a ENE-WSW (Rodríguez-Pascua, 1998). La distribución de la sismicidad no ha permitido establecer ninguna relación evidente con ninguna de las fallas de este sistema ni con las del sistema NW-SE.

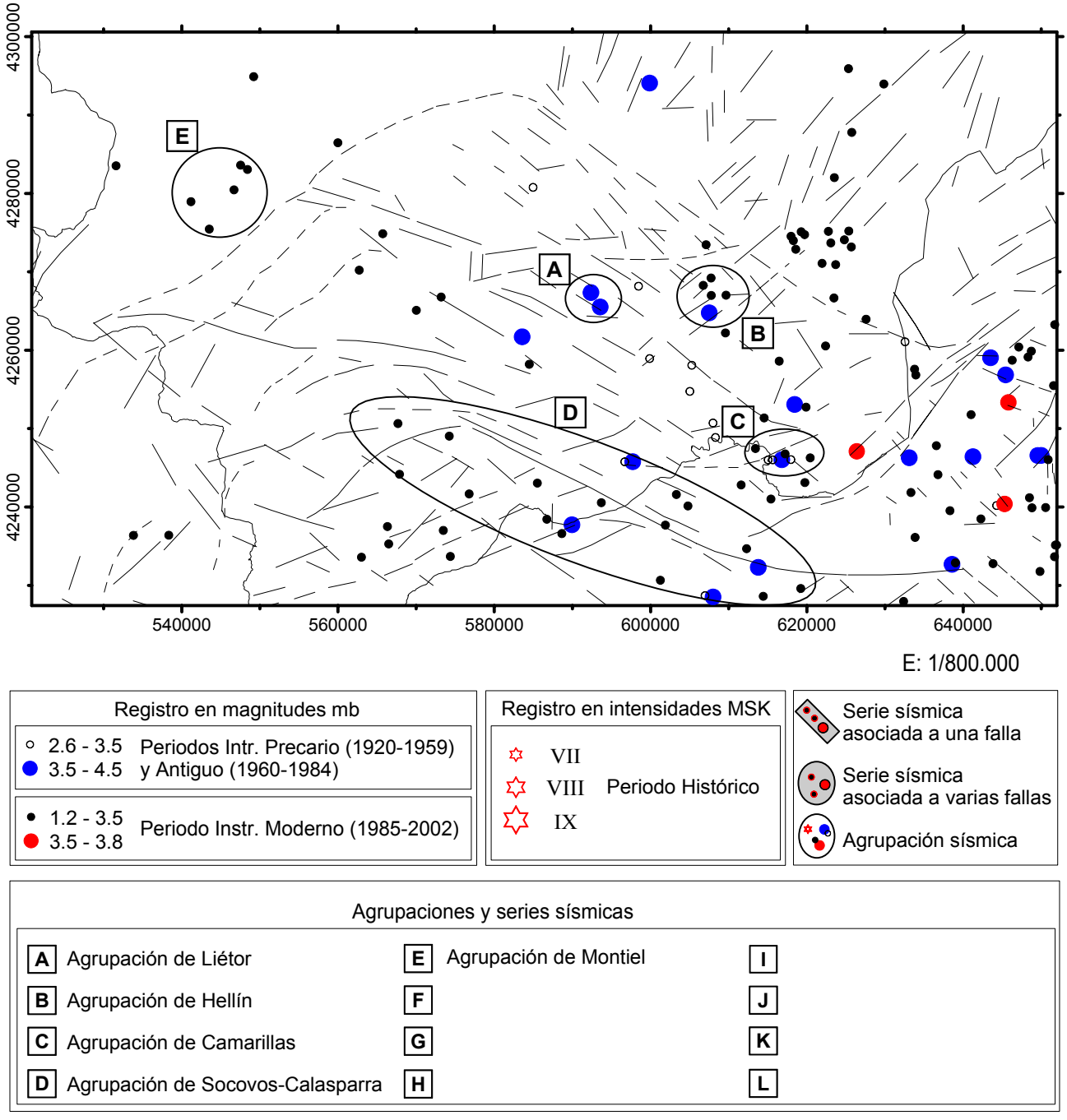


Figura 3.11. Zona Morfoestructural del Arco de Alcaraz. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.10.

Debido a que la mayor parte de la ocurrencia de terremotos con magnitudes relativamente grandes tiene lugar en los periodos instrumental precario y antiguo, no se han podido registrar series de réplicas pudieran facilitar la identificación de estas relaciones.

De acuerdo con las longitudes que presentan las trazas en superficie de las fallas de estos sistemas, entre 5 y 10 km, la magnitud momento que tendría un terremoto que rompiera en superficie toda esta longitud se puede estimar en 5,89 y 6,24, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). Dado que no se conoce la edad de los depósitos cuaternarios que afectan estas fallas deben suponerse que el periodo de recurrencia de tales eventos es de varias decenas de miles de años.

3.6.6.2. Falla de Socovos-Calasparra

Las evidencias de actividad más recientes evidenciadas en la Falla de Socovos-Calasparra son de edad Pleistoceno Medio y Pleistoceno Superior respectivamente para el segmento central (Socovos-Calasparra) y el meridional (Falla de la Línea Eléctrica) (I.T.G.E., 1993). En las cercanías de la Zona de Falla de Socovos-Calasparra se ha observado un aumento relativo de la concentración de epicentros (Agrupación de Socovos-Calasparra), que sin embargo, debido a la antiguedad del registro y a la ausencia de réplicas localizadas, no ha permitido evidenciar ninguna relación sismotectónica clara.

Si se considera la longitud de la traza de falla principal en el segmento central, de 40 km, y en el segmento meridional, de 30 km, se puede estimar que las magnitudes momento máximas que podría generar una rotura sísmica en superficie serían de 6,94 y 6,79, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con las evidencias de deformación más recientes, el periodo de recurrencia de tales eventos debe asumirse en más de 10.000 años y en al menos varias decenas de miles de años, respectivamente para el segmento central y meridional.

3.7. ZONA ME DEL ARCO DE CAZORLA

3.7.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona comprende los extremos suroriental y suroccidental de las provincias de Jaén y Albacete, y los extremos nororiental y noroccidental de las provincias de Granada y Murcia (**Fig. 3.12**).

En esta zona están representados materiales mesozoicos de las unidades del Prebético y Subbético de las Cordilleras Béticas. Ambas unidades están compuestas por sedimentos marinos fundamentalmente de edad mesozoica y paleógena depositados sobre el antiguo margen continental de la Placa Ibérica. La estratigrafía del Prebético registra el paso de facies de plataforma cada vez más profundas, hasta facies profundas de cuenca marina que formarían Subbético (García-Hernández et al., 1980).

La estructura tectónica de la zona se caracteriza por la presencia de una serie de frentes de cabalgamiento que gradualmente incrementan su apretamiento en dirección NE-SW hasta finalmente conformar un cinturón de escamas de cabalgamiento con direcciones NNE-SSW y NE-SW (Arco de Cazorla s.l.) que termina abruptamente dando paso a la estructura tabular del Campo de Montiel (Álvaro et al., 1975). El Arco de Cazorla se encuentra limitado al oeste y este por el desarrollo de las fallas de Tíscar y de Socovos-Calasparra, respectivamente. En el primer caso se produce el paso a la Depresión del Guadalquivir, y en el segundo a la zona ME del Arco de Alcaraz (cf. 3.4). Ambas zonas de falla constituyen los bordes laterales de esta zona.

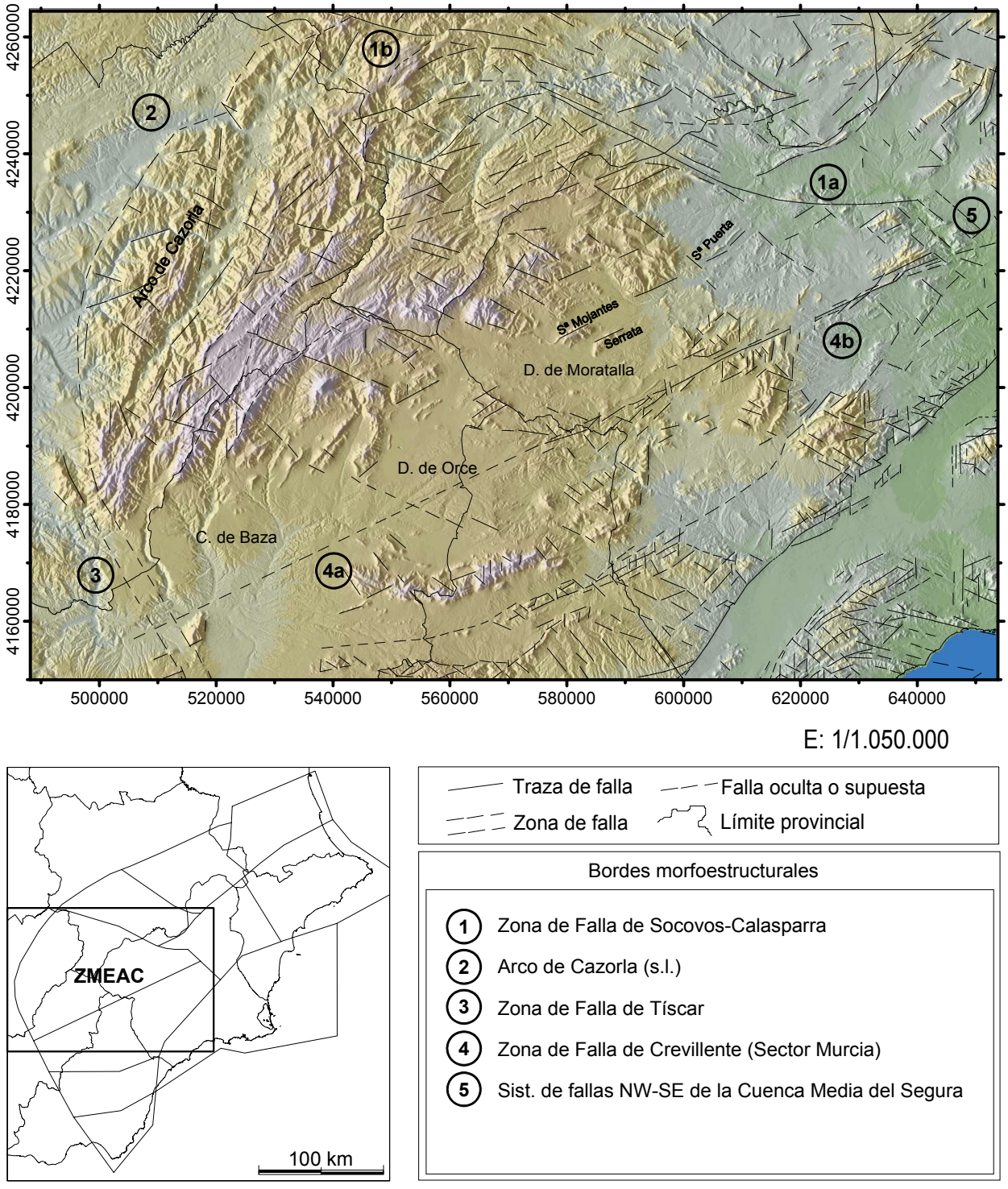


Figura 3.12. Zona Morfoestructural del Arco de Cazorla. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

En el interior del Arco de Cazorla se localizan dos sistemas de fracturas NW-SE y NE-SW que actúan como fallas de transferencia entre los frentes de cabalgamiento. Estas fallas se prolongan en algún caso hacia la parte más meridional de la zona, donde se desarrollan las depresiones de Moratalla y Orce. El límite sur de estas depresiones está definido por la Zona de Falla de Crevillente, que constituye así mismo el borde meridional de esta zona.

La formación del Arco de Cazorla-Alcaraz comienza en el Burdigaliense, por efecto del emplazamiento de las Zonas Internas sobre el paleomargen ibérico y finaliza en el Tortoniense inferior (Jerez Mir, 1973; Hermes, 1985; Guézou et al., 1991). Desde el Tortoniense a la actualidad se reconoce una etapa extensional, posiblemente relacionada con el levantamiento regional isostático que experimenta la corteza ibérica por efecto del engrosamiento debido al emplazamiento las Zonas Internas y la propia pila de cabalgamientos prebéticos (Van der Beek y Cloething, 1992), dentro de un marco compresivo regional (Martín-Velázquez et al., 1998; Rodríguez-Pascua, 1998).

La característica forma de arco es probablemente debida a la existencia previa de dos discontinuidades en el basamento Hercínico que funcionarían como grandes fallas de transferencia en el emplazamiento del arco (Alvaro et al., 1975; Martín-Velázquez, 1996). Los efectos en superficie del juego de estas discontinuidades estarían representados por las zonas de falla de Tíscar y de Socovos-Calasparra, al oeste y este respectivamente. Si bien la expresión en superficie de estas fallas desaparece con la terminación del Arco existen indicios de su prolongación a través de accidentes de basamento hacia el interior del Campo de Montiel (Rincón y Vegas, 1996).

3.7.2. Sistemas de fallas del interior

En el interior del Arco de Cazorla se han reconocido dos sistemas de fallas de dirección NW-SE y NE-SW (**Fig. 3.12**). Estas fallas actuaron como fallas de transferencia entre los diferentes frentes de cabalgamiento en el marco compresivo del emplazamiento del Arco de Cazorla y, posteriormente, como fallas normales con cierta componente direccional. Su longitud en superficie no supera por lo general los 10 km, situándose las de mayor longitud en la zona interna del Arco y franja norte de las depresiones de Moratalla y Orce.

El sistema de fallas mejor desarrollado en la zona es el NW-SE que presenta además una importante impronta en el paisaje al suponer la terminación de numerosas sierras y determinar en gran medida los bordes de las cuencas intermontanas en el área. La actividad reciente en algunas de las fallas de este sistema, concretamente en las que discurren por el interior de las depresiones de Moratalla y Orce, ha sido evidenciada por la aparición de anomalías geomorfológicas asociadas, así como por deformaciones en materiales de edad Pleistoceno (I.T.G.E., 1993; I.G.M.E., 1979c).

Por otra parte, a lo largo de las depresiones de Moratalla y Orce se reconoce un sistema de fallas de dirección subparalela a la Falla de Crevillente. La traza superficial de estas fallas presenta longitudes en torno a los 5-10 km. La alineación general ENE-WSW que conforma este sistema de fallas es posiblemente la representación en la zona del probable "Accidente al norte del de Cádiz-Alicante", de Sanz de Galdeano (1983). En algunas de estas fallas, como la del borde sur de la Sierra de la Puerta (I.T.G.E., 1993) y la falla que discurre entre las sierras de Mojante y la Cuerda de la Serrata (González-Hernández et al., 1997), se han reconocido evidencias de actividad durante el Pleistoceno.

3.7.3. Borde septentrional: Arco de Alcaraz

El borde norte de esta zona esta definido en base al fuerte contraste morfoestructural que representa la terminación de las escamas cabalgantes del Arco de Alcaraz y el paso al macizo tabular de Campo de Montiel (**Fig. 3.12**). No se han encontrado trabajos que hagan referencia a la actividad reciente de los cabalgamientos.

3.7.4. Borde occidental: Falla de Tíscar

La Falla de Tíscar representa un importante borde morfoestructural que significa el brusco paso de una zona con relieves cercanos a los 2000 m a la Depresión del Guadalquivir (**Fig. 3.12**).

A pesar de su importancia no existe actualmente en la literatura consenso sobre la traza en superficie de la falla y su posible prolongación meridional a través de la Cuenca de Baza (cf. Doblas et al., 1991). De acuerdo con Sanz de Galdeano (1983), es probable que la Falla de Tíscar se pueda relacionar con las fallas del borde oriental de la Sierra de Baza, y continuar por el interior de la Sierra de Filabres hasta entroncar con la falla del borde occidental de Sierra Alhamilla y entrar en la Cuenca de Almería-Nijar hasta el Cabo de Gata. Sin embargo, la observación de esta alineación de fallas a lo largo de 150 km parece insuficiente para justificar la existencia de tan importante accidente estructural, que por otra parte debería presentar una morfología asociada mucho más evidente.

De acuerdo con el análisis del MDT de la zona, la Falla de Tíscar comprende una zona de cizalla de unos 4-5 km de ancho que varía su dirección de NNW-SSE, en su parte más septentrional, a NW-SE en la parte meridional. La directriz general de la zona de falla presenta una longitud total de unos 30-35 km, desde la terminación occidental de la Sierra de Cazorla hasta su cruce con la Zona de Falla de Crevillente a la altura del Embalse del Negretín al SE. Sin embargo, la longitud máxima de las trazas en superficie de las fallas que componen la zona de falla es del orden de los 10 km. No se han encontrado en la literatura trabajos sobre la actividad tectónica reciente de esta falla.

3.7.5. Análisis sismotectónico de superficie

La sismicidad de esta zona se distribuye principalmente en el interior y en la Zona de Falla de Socovos-Calasparra, de la cual se habló en la Zona del Arco de Alcaraz (cf. 3.6).

En el interior de esta zona se distinguen claramente tres agrupaciones sísmicas localizadas en la parte suroeste, central y sureste de esta zona (**Fig. 3.13**). La agrupación de la parte suroccidental (**Agrupación de Huéscar**) está compuesta, prácticamente en su totalidad, por sismos registrados durante el periodo instrumental moderno. La sismicidad registrada con anterioridad a este periodo está representada por los sismos de 1973 y 1978, de magnitudes 4,0 y 3,9, respectivamente. No se conoce la intensidad con que se sintieron estos sismos, y tampoco presentan registro de réplicas. Dentro del periodo moderno destacan los sismos de 1986 y 1989, de magnitudes respectivas 4,0 y 3,6 y sentidos con intensidad V en Huéscar (Granada). Ninguno de los dos sismos presenta registro de réplicas, a excepción de la ocurrencia de un premonitorio, que en el caso del sismo de 1986 alcanzó una magnitud de 3,8. El resto de la sismicidad que compone la agrupación presenta magnitudes bajas. Entre ellos se ha identificado la ocurrencia de 9 eventos durante los días 6 a 28 de Marzo de 1997 con magnitudes entre 2,4 y 2,8, y errores de localización menores de 2 km (**Serie Sísmica de Huéscar 1997**). La distribución de los epicentros que componen esta serie marca dos alineaciones preferentes NW-SE y ENE-WSW, que coinciden con los sistemas de fallas cartografiados en la zona. La ocurrencia de sismicidad en esta agrupación debe relacionarse con la interacción dinámica entre los sistemas de fallas NW-SW y ENE-WSW.

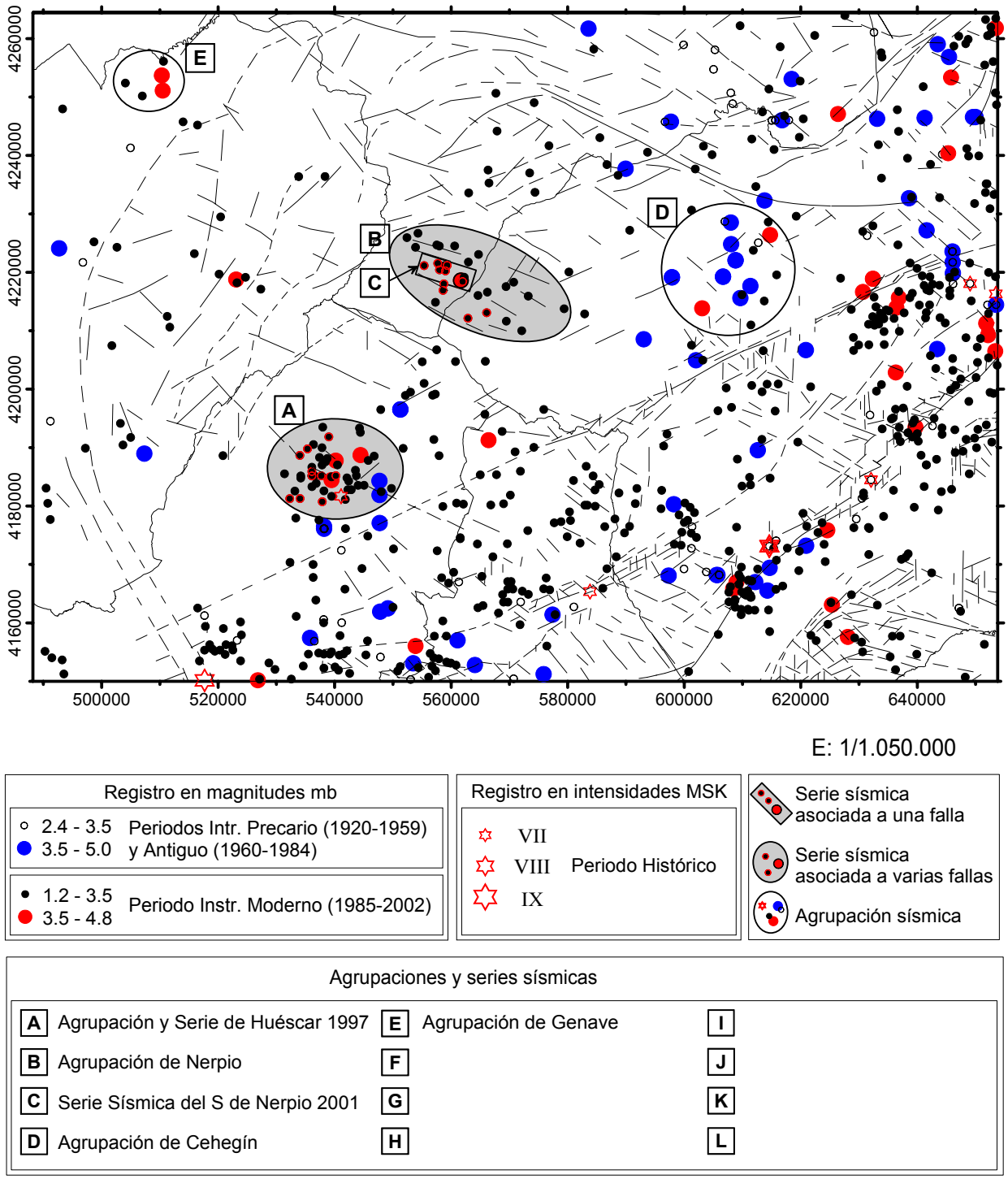


Figura 3.13. Zona Morfoestructural del Arco de Cazorla. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.12.

La agrupación de la parte central está compuesta por sismos registrados con posterioridad a 1990 (**Agrupación de Nerpio**). Entre ellos se distingue la S**erie Sísmica del Sur de Nerpio de 2001**. Esta serie está compuesta por un sismo principal de magnitud 3,7 sentido con intensidad IV en Nerpio (Albacete) el 16 de Julio de 2001, y 6 réplicas registradas durante los días 16 y 17 con magnitudes entre 1,3 y 3,4. Se han considerado como réplicas también otros 4 sismos ocurridos dentro de la agrupación entre los días 20 y 28 de Julio del mismo año, con magnitudes entre 2,1 y 2,9. La distribución de los epicentros marcan una alineación preferente NW-SE. Así mismo, el resto de los sismos que componen esta agrupación marcan también una dirección general NW-SE, coherente con el sistema de fallas de igual dirección presente en la zona. Por tanto, el sistema de fallas NW-SE debe ser el responsable principal de la ocurrencia de sismicidad en esta agrupación. No obstante, también es posible la ocurrencia de terremotos en fallas del sistema ENE-SW en relación con reajustes dinámicos con las fallas NW-SE.

La agrupación de la parte sureste está mayoritariamente compuesta por sismos de magnitud superior a 3,5 registrados en el periodo instrumental antiguo (**Agrupación de Cehegín**). Dentro de esta agrupación se distinguen tres series sísmicas registradas en los años 1941, 1948 y 1953, con magnitudes de 3,9, 5,0 y 3,8, respectivamente. Todas las series presentan registro de algunas réplicas, que sin embargo no pudieron ser localizadas independientemente del sismo principal. Destaca la serie de 1948, de magnitud 5,0 sentida en Cehegín (Murcia) con intensidad VIII y 4 réplicas registradas. Dentro del periodo instrumental moderno destaca la ocurrencia de los sismos de 1990 y 1999, de magnitudes de 3,6 y 3,8 respectivamente, y que no presentan réplicas registradas. Debido a la fuerte imprecisión que presenta la localización de la mayoría de los sismos que componen esta agrupación, no es posible relacionarlos concretamente con ninguna de las fallas presentes en la zona. Sin embargo, esta sismicidad debe estar relacionada con el cruce entre las fallas de los sistemas NW-SE y ENE-WSW, que tiene lugar en este sector. La única falla con actividad tectónica reciente demostrada en esta zona es la del borde sur de la Sierra de la Puerta, de dirección ENE-WSW.

Finalmente hay que destacar la escasa representación de epicentros sísmicos existente en los bordes norte y oeste de esta zona (**Fig. 3.13**). En el borde norte, se localiza una pequeña agrupación de sismos (**Agrupación de Genave**), donde destaca el registro de dos sismos registrados en 1985 y 1995 de magnitudes 4,3 y 3,5 y sentidos con intensidad IV y III en Genave (Jaén). Ambos terremotos carecen de réplicas y por lo tanto no es posible relacionar claramente su ocurrencia con ninguna de las fallas presentes en la zona.

Respecto al borde oeste, representado por la Zona de Falla de Tíscar, hay que señalar la escasa o nula sismicidad registrada (**Fig. 3.13**). Únicamente destaca un sismo de magnitud 3,9 registrado en 1933, cuya ocurrencia podría estar relacionada con cualquiera de los otros sistemas de fallas presentes en la zona.

3.7.6. Resumen y resultados

En esta zona se han reconocido evidencias de actividad durante el Pleistoceno en algunas fallas de los sistemas ENE-WSW y NW-SE (I.G.M.E., 1979c; I.T.G.E., 1993; González-Hernández et al., 1997). Por otra parte, la distribución de los epicentros sísmicos del interior de la zona marca claramente alineaciones coincidentes con la dirección del sistema NW-SE. Destacan, en concreto, las relaciones sismotectónicas encontradas en las fallas localizadas en la franja norte de las depresiones de Moratalla y Orce (e.g.: Serie Sísmica del Sur de Nerpio de 2001). Así mismo, parece existir una correspondencia entre la ocurrencia de sismicidad e interacciones dinámicas entre el sistema NW-SE y el ENE-WSW (e.g.: Serie Sísmica de Huéscar de 1997).

Considerando que la traza superficial de las fallas de estos dos sistemas se reconoce sin interrupción por longitudes máximas de unos 10 km, se puede estimar que la magnitud momento correspondiente a un terremoto que rompiera por entero esta longitud sería de 6,24 (Wells y Coppersmith, 1994). Teniendo en cuenta que no se conoce con precisión la edad más reciente de los depósitos pleistocenos deformados por la actividad de estas fallas, el periodo de recurrencia de tales eventos debe considerarse en al menos varias decenas de miles de años.

Finalmente, hay que destacar la falta de evidencias de actividad tectónica reciente, así como la escasa representación de sismicidad, que presenta el borde norte de esta zona, así como la Zona de Falla de Tíscar. De acuerdo con la máxima longitud que presenta la traza superficial de esta falla se puede estimar una magnitud momento correspondiente a un terremoto que rompiera toda esta longitud de 6,24. El periodo de recurrencia de tales eventos debe ser de al menos varias decenas de miles de años.

3.8. ZONA ME CENTRAL BÉTICA

3.8.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona ocupa la mitad septentrional de la provincia de Almería, la parte sur del extremo nororiental de la de Granada y la mitad norte del cuadrante suroccidental de la Región de Murcia (**Fig. 3.14**). Geológicamente se localiza en la parte central de las Cordilleras Béticas, abarcando la zona de contacto entre las Zonas Internas y Externas del orógeno.

La estructura tectónica de esta zona está controlada por el funcionamiento de tres accidentes principales, de norte a sur: fallas de Crevillente, Norbética y de Alhama de Murcia.

La Zona de Falla Norbética discurre entre la alineación de relieves que forman el eje central de esta zona. A lo largo de su traza se localizan numerosas fuentes termales y, en las cercanías de Mula, aparece asociada a afloramientos de rocas volcánicas de origen mantélico (lamproitas) (I.G.M.E., 1974b), que son indicativas de la naturaleza profunda de este accidente. La Falla Norbética representa el contacto en superficie de la zona original de colisión entre las Zonas Internas y Externas del orógeno Bético. En la zona de estudio está materializado por una zona de falla de varios kilómetros de ancho, a su vez retocada posteriormente por otros sistemas de fallas. Representa el frente de cabalgamiento de los materiales calizos del Subbético sobre los materiales metamórficos de las Zonas Internas. La Falla Norbética cesó de funcionar a finales del Langhiniense (Mioceno Medio) (Sanz de Galdeano, 1990; Lonergan y Platt, 1994).

La Falla de Crevillente (Foucault, 1971), o Accidente de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983), se reconoce de manera más o menos continua a lo largo de las Zonas Externas de todo el orógeno Bético, conformando una longitud total de más de 500 km. La Falla de Crevillente se formó durante el emplazamiento de las Zonas Internas Béticas, posiblemente tras quedar bloqueada la zona de colisión principal materializada por la Falla Norbética (Leblanc and Olivier, 1984; Sanz de Galdeano, 1983). El funcionamiento cinématico original de la Falla de Crevillente fue entonces de tipo desgarre transpresivo dextroso con un desplazamiento total superior a los 100 km (Van der Fliert et al., 1980; De Smet, 1984). A comienzos del Tortoniense, debido a la rotación de la dirección de máximo acortamiento hacia NNW-SSE, empezaría a bloquearse y funcionar como desgarre transpresivo sinestroso y falla inversa (Sanz de Galdeano, 1990).

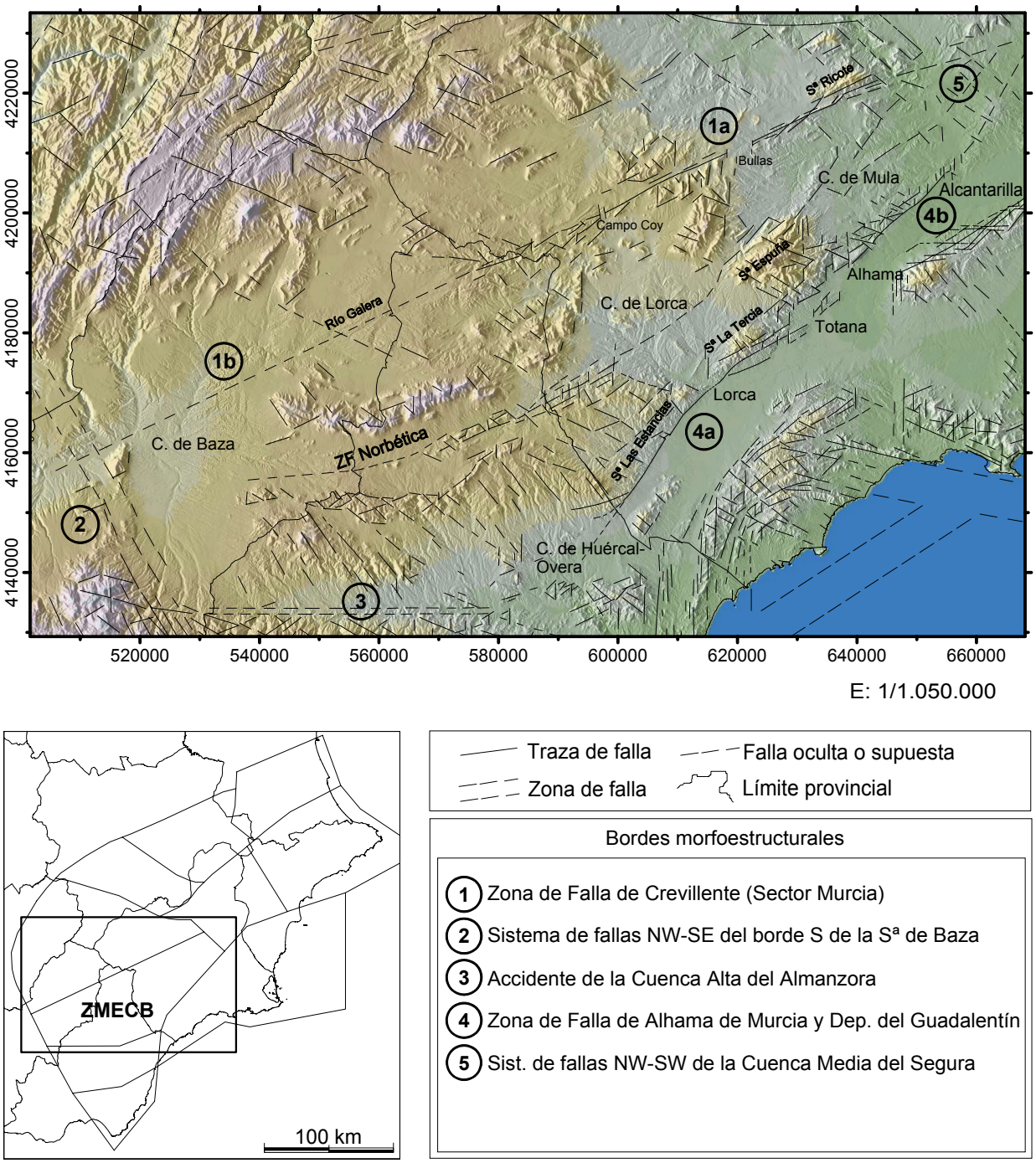


Figura 3.14. Zona Morfoestructural Central Bética. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

La Falla de Alhama de Murcia (Bousquet, 1979) es una de las fallas con evidencias mas claras de actividad reciente de toda la zona de estudio. Esta falla forma parte de una banda de cizalla mayor denominada Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, que representa un contacto de carácter cortical entre dos cortezas de espesores diferentes (Larouzière et al., 1988, Silva et al., 1993; Martínez-Díaz, 1998). La Falla de Alhama de Murcia se desarrolló a comienzos del Serravaliense, con un funcionamiento de desgarre sinestroso transpresivo que se continúa observando durante el Cuaternario (Montenat et al., 1990c; Silva, 1994; Martínez-Díaz, 1998). La actividad de esta falla controla la morfología del territorio que actualmente se observa a lo largo de su traza.

Finalmente, a partir del Tortoniense tiene lugar el desarrollo de varios sistemas de fallas, principalmente de dirección NW-SE, que terminan de configurar la estructura tectónica de esta zona.

El borde norte y la mayor parte del borde sur de esta zona están definidos a partir de las zonas de falla de Crevillente y Alhama de Murcia, respectivamente. El tramo más oriental del borde sur, de marcada dirección E-W, está representado por la directriz E-W de la cuenca alta del Río Almanzora, de la que se habla en el apartado 3.12.3 de la Zona ME de Sierra Filabres. Los bordes occidental y oriental están definidos por la aparición de un sistema de fallas de dirección general NW-SE, coincidentes con la vertiente oriental de la Sierra de Baza y la cuenca media del río Segura, respectivamente. Sobre éste último se habla en el apartado 3.9.4 de la Zona ME del Prebético de Murcia.

3.8.2. Sistemas de fallas del interior y Falla Norbética

En el interior de esta zona se reconocen tres sistemas principales de fallas: NW-SE, N-S y NE-SW a ENE-WSW (**Fig. 3.14**).

El sistema más importante de todos, en cuanto a longitud y control morfológico, es el sistema NW-SE. Este sistema está compuesto por fallas de dirección variable N120º-140º cuyas trazas se observan muy bien controlando los bordes de los relieves y deformando contactos y fallas ENE-WSW anteriores al Tortoniense. La longitud de las trazas en superficie de estas fallas es por lo general inferior a 10 km, aunque sus directrices en algunos casos pueden seguirse por mayores longitudes.

Las fallas del sistema N-S controlan, así mismo, los bordes de los relieves y afectan a contactos antiguos. Sin embargo estas fallas están menos representadas que las NW-SE y presentan longitudes por lo general inferiores a 5 km.

Finalmente, la mayoría de las fallas del sistema NE-SW a ENE-WSW forman parte de las zonas de deformación de las grandes fallas de igual dirección reconocidas en la zona (Crevillente, Norbética y Alhama). Estas fallas se presentan afectadas por el funcionamiento de los sistemas NW-SE y N-S, especialmente las que componen la Zona de Falla Norbética.

La actividad tectónica reciente de algunas de las fallas NW-SE y N-S ha sido evidenciada por deformaciones en materiales de edad Pleistoceno Inferior-Medio y por el reconocimiento de anomalías geomorfológicas asociadas (I.T.G.E., 1993). Concretamente, en la zona de Orce, se han cartografiado dos fallas NW-SE de longitud en torno a los 10 km que afectan claramente a depósitos pliocuaternarios y abanicos aluviales pleistocenos (I.G.M.E., 1979c).

Falla Norbética:

La traza principal de la Falla Norbética se caracteriza por presentar numerosas irregularidades debido a la interacción con los sistemas de fallas NW-SE y N-S, así como por presentar un carácter discontinuo al cruzar a través de las cuencas intermontanas neógenas de Lorca y Mula (**Fig. 3.14**). De hecho, no se han reconocido evidencias claras de tectónica

reciente asociadas a esta falla (I.T.G.E., 1993). La expresión morfológica que se observa actualmente a lo largo de la zona de falla posiblemente sea reflejo únicamente de la actuación de los agentes externos modeladores del paisaje en una zona fuertemente tectonizada.

Sin embargo, la actividad de pequeñas fallas NE-SW a ENE-WSW, con trazas superficiales por lo general inferiores a 5 km, pertenecientes o no, a la Zona de Falla Norbética no puede ser descartada. Silva et al. (1996) estudian el desarrollo de las terrazas del río Mula y asocian un potente depósito de relleno, que bloqueó temporalmente el curso fluvial del río Mula en el Pleistoceno Superior, con la generación de deslizamientos inducidos por la actividad sísmica en una falla adyacente NE-SW (Falla de Tollos-Rodeos). Así mismo, la aparición de sismitas en el depósito de relleno es relacionada con la actividad de paleosísmica de esta falla.

Estas observaciones, sin embargo, no son suficientes para evidenciar la actividad reciente de la Falla de Tollos-Rodeos. La aparición de estas sismitas podría estar relacionada con terremotos generados en otras fallas importantes en las cercanías, como la Falla de Alhama de Murcia o la de Crevillente, localizadas respectivamente a 10 y 12 km de la zona. De igual modo, la paleosismicidad de estas fallas podría haber sido la inductora de la ocurrencia de los deslizamientos descritos. Este efecto se vería favorecido además por la susceptibilidad a este fenómeno que presentan las litologías involucradas en los deslizamientos, areniscas y margas tortonienses.

3.8.3. Borde norte: Falla de Crevillente (Sector Murcia)

El borde norte de esta zona está definido por la alineación de relieves ENE-WSW controlados por la Zona de Falla de Crevillente (**Fig. 3.14**). Esta falla supone un límite morfológico claro al definir la divisoria de aguas entre las cuencas neógenas de Lorca, situada en el interior de la zona, y la de Tarragolla, al norte; así como entre las cuencas de Mula-Pliego, en la parte oriental de la zona, y la cuenca alta del río Segura, al norte.

La directriz de la Falla de Crevillente se reconoce, con un marcado carácter lineal, a lo largo de unos 80 km, desde las cercanías de Topares, al sur de la Sierra de la Zarza, hasta su cruce con el río Segura siguiendo la vertiente sur de Sierra Ricote. La traza en superficie de la falla desaparece hacia el oeste, al adentrarse en el valle del río Galera y más adelante en la Hoya de Baza, y hacia el este, al adentrarse en la Cuenca de Fortuna. La Falla de Crevillente conforma una zona de falla de ancho variable entre 1 y 5 km, compuesta por fallas NE-SW y ENE-WSW, frecuentemente interrumpida por la aparición de fallas de los sistemas NW-SE y N-S.

La actividad tectónica reciente de la Falla de Crevillente se ha reconocido en el tramo que discurre desde las cercanías de Campo Coy hasta unos 9 km antes de su cruce con el río Segura a la altura de Villanueva del Segura (I.T.G.E., 1993). En este tramo se han reconocido anomalías geomorfológicas ligadas a la actividad de la falla, así como deformaciones en depósitos de edad Pleistoceno Inferior-Medio. Basándose en la continuidad en superficie de la traza principal de la falla se pueden distinguir en este tramo dos segmentos. El oriental, o Campo Coy-Bullas, discurre en su mayor parte limitando al norte y sur frentes montañosos de relieves de más de 1.000 m de altitud, y tiene una longitud de unos 23 km. En ambos extremos la traza de falla desaparece por algunos kilómetros coincidiendo con la aparición de fallas del sistema N-S. El segmento occidental, o Bullas-Sierra Ricote, discurre paralelo a la divisoria de aguas de la depresión de Tarragolla al norte y la de la Mula al sur, por unos 15 km. En su extremo oriental se divide en un splay de fallas que penetran por el interior de Sierra Ricote.

Finalmente, en el extremo occidental de esta zona, al oeste del Jabalcón (1.492 m), en la zona del Negretín de la Hoya de Baza, se han identificado deformaciones en cuaternarios de carácter sinestroso transpresivo asociadas a la actividad de la falla (Estévez et al., 1976; Sanz de Galdeano, 1983). Por otra parte, tanto al sur del Jabalcón como en las cercanías de la población

de Cúllar, se han descrito deformaciones de origen sísmico (sismitas) en sedimentos lacustres plio-cuaternarios, que podrían estar relacionados, en parte, con la actividad paleosísmica de la Falla de Crevillente (Alfaro et al., 1997).

3.8.4. Borde Occidental: Sistema de fallas NW-SE

El borde occidental de esta zona coincide con la aparición de la Hoya de Baza y la desaparición de la expresión morfológica en superficie de las Fallas Norbética y Crevillente (**Fig. 3.14**). En esta área, la Sierra de Orce (1.612 m), así como el extremo más occidental de la Sierra de las Estancias (Hinojar, 1.442 m), dan paso a los valles de los ríos Galera y Cúllar que convergen, ya en el interior de la Hoya de Baza, con el Guadiana Menor a la altura del monte Jabalcón.

Este borde se caracteriza por la aparición de un sistema de fallas normales NW-SE que, siguiendo la directriz de la Falla de Tíscar (cf. aptdo. 3.7.4 de la Zona ME del Arco de Cazorla), se prolongan por la vertiente oriental de la Sierra de Baza y continúan por el interior de la Sierra de Filabres en dirección SE (I.G.M.E, 1979b,c; Sanz de Galdeano, 1983).

En el borde oriental de la Sierra de Baza este sistema de fallas afecta a una secuencia de abanicos aluviales del Pleistoceno Inferior y Medio (Goy et al., 1989a).

3.8.5. Borde sur: Falla de Alhama de Murcia

El borde meridional de esta zona está representado por la Depresión del Guadalentín, cuyo borde norte está controlado por la Zona de Falla de Alhama de Murcia (**Fig. 3.14**). Esta falla materializa el paso de la alineación de relieves de Sierra de la Torrecilla (927 m), Sierra de la Tercia (964 m) y Sierra Espuña (1.585 m) a la Depresión del Guadalentín, de cota variable entre 300 y 100 m aproximadamente.

La traza principal de la Falla de Alhama de Murcia se reconoce casi sin interrupciones a lo largo de unos 80 km, desde el límite norte de la cuenca de Huércal-Overa hasta las cercanías de la ciudad de Murcia. La zona de falla presenta un ancho por lo general menor de 1 km, a excepción del tramo que limita el borde sur de la Cuenca de Lorca, donde se observan dos ramas principales definiendo un ancho de deformación de unos 3-4 km.

La actividad tectónica de la Falla de Alhama de Murcia durante todo el periodo Cuaternario ha sido reconocida en numerosos estudios geomorfológicos y de tectónica activa (e.g.: I.T.G.E., 1993; Silva, 1994; Silva et al., 1997 y 2003; Martínez-Díaz, 1998 y 2000b; Martínez-Díaz et al., 2001). Además, esta falla ha sido objeto de estudios de paleosismicidad donde se han descrito deformaciones en depósitos de edad Holoceno (<10 ka) (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999 y 2001; Hernández-Enrile et al., 2000; Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004).

Todo este cuerpo de información debe analizarse de modo independiente en cada uno de los diferentes segmentos en los que se ha dividido la Falla de Alhama de Murcia (Silva et al., 1992; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999). Estos autores, basándose en las variaciones que experimenta la zona de falla en orientación, cinemática, ancho de la zona de cizalla y tipo de deformación neotectónica, establecen la existencia de al menos tres segmentos. Martínez-Díaz y Hernández-Enrile (1999) confrontando las variaciones superficiales de la zona de falla con variaciones detectadas en la estructura subsuperficial mediante prospección gravimétrica, así como con la diferente actividad sísmica que la falla presenta a lo largo de su extensión, definen 4 segmentos. Estos segmentos son denominados, de SW a NE: Puerto Lumbreras-Lorca, Lorca-Totana, Totana-Alhama y Alhama-Alcantarilla.

3.8.5.1. Segmento Puerto Lumbreras-Lorca

En este segmento la Falla de Alhama de Murcia presenta una continua traza superficial que discurre a lo largo de aproximadamente 28 km con dirección general N45º limitando el borde SE de la Sierra de Las Estancias con la Depresión del Guadalentín (**Fig. 3.14**). La longitud del segmento se ha calculado desde el punto donde la vertiente meridional de la Sierra de Las Estancias se pone en dirección E-W hasta su cruce con el río Guadalentín a la altura de la ciudad de Lorca. Este valor coincide con el calculado por Silva et al. (2003) y es ligeramente inferior a los 30 km considerados en Martínez-Díaz y Hernández-Enrile (1999).

La actividad reciente de la falla en este segmento queda evidenciada por las características morfológicas y los valores de los índices morfométricos de sinusoidad y relación anchura/altura de valles que presenta la Sierra de Las Estancias, así como por la deformación y el patrón evolutivo que muestran los abanicos aluviales procedentes de ella (Silva, 1994; Silva et al., 2003).

Silva (1994), a partir de las potencias detectadas por geofísica en los depósitos pliocuaternarios continentales localizados a lo largo del frente montañoso de Puerto Lumbreras, estima una tasa de elevación tectónica desde comienzos del Plioceno de 0,08-0,12 m/ka. Así mismo, comparando las características morfológicas de este frente con otros del SE peninsular Silva et al. (2003), estiman unas tasas de elevación durante el Cuaternario de 0,08-0,15 m/ka.

Por otra parte, Silva (1994), describe desplazamientos sinestrosos en algunos canales abandonados de abanicos aluviales del Pleistoceno Superior a lo largo del frente montañoso. De acuerdo con los datos de este autor, los valores máximos de los desplazamientos son 25, 45 y 75 m. Considerando que éstos han sido producidos desde el inicio del Pleistoceno Superior (125 ka) se pueden obtener unas tasas máximas de deslizamiento horizontal de 0,20, 0,36 y 0,60 m/ka, respectivamente, con un valor medio de 0,39 m/ka.

Empleando el valor máximo de la tasa de deslizamiento vertical y el valor medio de la tasa horizontal, se puede estimar un tasa de deslizamiento neto de 0,41 m/ka. Este valor implica que el movimiento de la falla es de desgarre bastante puro con un cabeceo de unos 20º.

3.8.5.2. Segmento Lorca-Totana

En este segmento, de unos 23 km de largo (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999), la traza de la Falla de Alhama de Murcia, se desdobla en dos ramas con sentidos de buzamiento opuestos, al norte la Falla de La Tercia o Falla Norte de Lorca y al sur la Falla del Guadalentín o Falla Sur de Lorca (Silva, 1994; Martínez-Díaz, 1998) (**Fig. 3.14**). La zona de deformación conjunta abarca un ancho de unos 3-4 km.

Falla Norte de Lorca: Esta falla discurre en dirección general N45º-55º por la vertiente meridional de la Sierra de La Tercia. La traza principal de la falla se presenta frecuentemente interrumpida por fallas normales en echelon de direcciones N10º-20º conformando un ancho de zona de falla de varios cientos de metros. En las cercanías de la ciudad de Totana se conecta, a través de varias fallas N10º-20º, con el segmento Totana-Alhama.

La cinemática de esta falla es fundamentalmente inversa y ha tenido como resultado más evidente el levantamiento de la Sierra de La Tercia (964 m). La elevación de este relieve supuso el bloqueo de la antigua red fluvial pliocena que drenaba la Cuenca de Lorca en dirección NW-SE y la reconfiguración del drenaje en dirección E-W (Martínez-Díaz, 2000b). La impronta morfológica de la actividad reciente de la falla se evidencia también por el cambio de dinámica fluvial (de tipo braided a meandriforme) que experimenta el río Guadalentín al pasar por la traza de la falla a la altura de Lorca (Martínez-Díaz, 2000b).

Los depósitos de abanico aluvial de edad Pleistoceno Medio procedentes de la Sierra de La Tercia son afectados por la Falla Norte de Lorca, formando pliegues monoclinales de vergencia SE (Armijo, 1977; Silva, 1994; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2001). En las zonas de cruce entre la falla principal y las normales N10º-20º se localizan manantiales hidrotermales que han dado lugar a la formación de diferentes generaciones de travertinos en relación con el crecimiento del pliegue, y por tanto con la actividad de la falla. Concretamente en los antiguos baños romanos de Carraclaca, unos 3 km al noreste de la ciudad de Lorca, Martínez-Díaz y Hernández-Enrile (2001) han datado por el método del Uranio/Thorio varias muestras de travertinos depositados antes y después del plegamiento, concluyendo que éste se desarrolló en un periodo temporal comprendido entre 198 (+6,7/-6,4) ka y 26,2 (+0,4/-0,5) ka.

Considerando una amplitud del pliegue de 15 m, estos mismos autores, determinan una tasa de deslizamiento vertical de 0,08-0,09 m/ka. Esta tasa puede considerarse un máximo ya que otras descripciones sobre la amplitud de los pliegues en este mismo afloramiento refieren alturas menores (11 m en Silva et al., 1997); además, en otro afloramiento cercano, 2 km al este de Carraclaca en El Roser, de similares características, la amplitud del pliegue alcanza sólo 7 m (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2001). En este último caso el valor de la tasa de deslizamiento vertical sería de unos 0,04 m/ka.

Finalmente, Silva et al. (1997), reconocieron en el afloramiento de la Carraclaca un supuesto escarpe de falla inversa de 0,8 m que relacionaron con la rotura superficial producida por un terremoto reciente, concretamente acotado en el intervalo temporal 630 d.C. – 1400 d.C.. Sin embargo nuevas observaciones han refutado esta hipótesis basándose en el bajo ángulo de buzamiento que presenta el escarpe en relación con la estructura subvertical de la zona de falla, así como por el escaso desarrollo lateral que presenta; y consideran que el origen de éste es posiblemente debido a la reactivación de una pequeña diaclasa como un fenómeno secundario durante en el propio crecimiento del pliegue (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 2001).

Falla Sur de Lorca: La traza principal de la falla presenta una dirección general N65º con buzamiento alto hacia el SE. A diferencia de la Falla Norte de Lorca su traza superficial se continúa de modo mucho más regular y lineal, si bien ésta se pierde hacia el NW unos 10 km antes de Totana, comprendiendo un total de aproximadamente 8 km. Además su recorrido no está ligado al borde de la Sierra de La Tercia, del cual se va alejando progresivamente en dirección NE. El sentido de movimiento de la falla es principalmente sinestral con una componente inversa que oscila entre el 25 y 55% (18º y 50º) (Martínez-Díaz, 1998).

La actividad reciente de esta falla puede observarse a gran escala en su relación con la morfología de los meandros del río Guadalentín y con la evolución de su curso. Según Martínez-Díaz (2000), el basculamiento producido por la componente inversa de la Falla Sur de Lorca habría motivado la migración hacia el SE del río Guadalentín durante el Cuaternario.

La componente de movimiento inverso de la Falla Sur de Lorca ha sido constatada a lo largo de toda su longitud a partir de la observación de varios afloramientos. Concretamente, en el cruce de la Rambla del Buitre con la traza de falla, se han identificado, en depósitos de edad Pleistoceno Medio a Superior, dos saltos cosísmicos singulares, es decir relacionados cada uno con un único evento sísmico, de 0,42 y 0,43 m en la vertical (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999). Considerando el plano de falla vertical y que el cabeceo que presentan las estrías es de unos 75º (Martínez-Díaz comunicación personal), se puede estimar un salto neto de 0,43 y 0,45 m, respectivamente. La falta de datación precisa de estos depósitos no permite establecer un intervalo de recurrencia entre ambos eventos o tasas de desplazamiento.

De igual modo la componente inversa de la Falla Sur de Lorca se evidencia en el desplazamiento vertical que experimenta la superficie de los abanicos aluviales de El Saltador y Colmenar, de 2 y 8 m respectivamente (Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004). En este caso la edad de las superficies de los abanicos ha podido ser estimada a partir de dataciones

por el método de la termoluminiscencia y del U/Th, obteniéndose edades de 17,2 +/- 2,3 ka y 29 +/-6 ka, respectivamente. Estos autores, a partir de estos datos, estiman unas tasas de deslizamiento vertical de 0,10-0,13 m/ka en el caso de El Saltador y una tasa máxima de 0,35 m/ka en el caso del abanico de Colmenar. Este último valor es considerado una sobreestimación.

Por otra parte, Martínez-Díaz et al. (2003) han estimado la tasa de desplazamiento horizontal de la Falla de Alhama en este segmento a partir de la medida de los desvíos que experimentan las ramblas procedentes de la Sierra de La Tercia en su cruce con la traza superficial de la falla. Considerando un valor medio de 26,7 m y el inicio de las deformaciones en el Pleistoceno Superior (125 ka), estos autores obtienen una tasa de desplazamiento horizontal de 0,21 m/ka.

Los abanicos aluviales de El Saltador y Colmenar han sido objeto de observaciones directas de la actividad de la falla a través de 4 trincheras excavadas al efecto, dos en cada abanico (Hernández-Enrile et al., 2000; Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004). A partir de los resultados de este conjunto de trabajos los autores estiman unas tasas de deslizamiento vertical de 0,12-0,16 m/ka para los últimos 23,8 +- 3,1 ka, y de 0,04-0,06 m/ka para los últimos 17,2 +-2,3 ka. Considerando que el cabeceo de las estrías del plano de falla varían entre 32º y 60º, Masana et al. (2004), estiman una tasa de deslizamiento neto variable entre 0,07-0,66 m/ka, que arroja un valor medio de 0,37 m/ka.

Este valor medio presenta una alta incertidumbre dado la gran amplitud que presenta el rango de datos a partir del cual se ha obtenido. Esta incertidumbre puede reducirse si se obvia en la estimación el valor de tasa de deslizamiento vertical que se considera sobreestimado (0,35 m/ka), y se emplean únicamente los valores obtenidos para aproximadamente los últimos 30 ka (0,12-0,16 m/ka). De este modo, y asumiendo los mismos valores de cabeceo que Masana et al. (2004), se puede estimar una tasa de deslizamiento neta de 0,14-0,30 m/ka. Por otra parte, a partir de la tasa de deslizamiento horizontal calculada por Martínez-Díaz et al. (2003) (0,21 m/ka) se puede estimar un tasa neta de 0,24-0,26 m/ka. En este trabajo se considerará que el valor de 0,30 m/ka representa la mejor estimación de la tasa máxima de desplazamiento neto de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento.

Estimación de la recurrencia entre eventos paleosísmicos

El estudio de las trincheras en los abanicos de El Saltador y Colmenar, ha permitido además reconocer la ocurrencia de varios terremotos en los últimos 27 ka (Masana et al. 2004). A partir de estos trabajos se ha podido estimar que en el periodo comprendido entre el año 830 a.C. y el 1760 a.C. ocurrieron al menos dos terremotos, y por otra parte, que en el periodo comprendido entre 16,2 ka y el año 1650 d.C. ocurrieron uno o dos terremotos. En este último caso se ha podido medir un salto cosísmico vertical acumulado de 0,9 m. De acuerdo con las observaciones realizadas en la Rambla del Buitre (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999) puede asumirse razonablemente que existe una correspondencia con dos eventos. Así mismo, los datos geológicos evidencian que la ocurrencia de al menos uno de estos eventos tuvo lugar poco antes de 1650 d.C., y por tanto que podría tratarse del terremoto de 1450 en Lorca, que es el registro sísmico más antiguo conocido en el área. Sin embargo esta hipótesis es rechazada por los autores debido a la moderada intensidad con la que se sintió el mismo (I_o=VII). Finalmente, en el intervalo 15,8-26,9 ka se ha reconocido la ocurrencia de al menos tres terremotos que acumulan un salto vertical de 2,5 m.

A partir de estos datos Masana et al. (2004) estiman un intervalo temporal de recurrencia máximo entre terremotos de aproximadamente 14 ka. Sin embargo, en el análisis de la peligrosidad sísmica resulta de mayor interés obtener un rango de valores medios. Conociendo que en el intervalo 830 a.C.–1760 a.C. se produjeron al menos dos terremotos y en el 16,2 ka–1650 d.C. dos, se deduce que entre el año 1760 a.C. y el 1650 d.C. han ocurrido dos eventos,

estimándose entonces una recurrencia de unos 1.700 años. Por otra parte, en el periodo comprendido entre 26,9 ka y 1650 d.C. ocurrieron un mínimo de 5 y un máximo de 8 terremotos, asumiendo en este último caso un salto cosísmico por evento de 0,45 m. De este modo resulta una recurrencia media entre 5.300 y 3.300 años, respectivamente. Finalmente, considerando el salto vertical total medido en el intervalo 15,8–26,9 ka (2,5 m) y un salto cosísmico por evento de 0,45 m (5-6 terremotos) resulta una recurrencia media de unos 2.000 años. A partir de este conjunto de datos se propone un rango de 5.000-2.000 años como valor aceptable de la recurrencia media entre eventos sísmicos de gran magnitud en este segmento de la Falla de Alhama de Murcia.

3.8.5.3. Segmento Totana – Alhama

En este segmento, de 12 km longitud (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999), la Falla de Alhama de Murcia se encuentra interrumpida y desplazada frecuentemente por la acción de pequeñas fallas NW-SE y N-S (**Fig. 3.14**). Las longitudes máximas de la traza de falla principal son del orden de los 5 km.

Los depósitos más modernos afectados por la falla son de edad Pleistoceno Inferior-Medio (I.T.G.E., 1993). No se han evidenciado apenas anomalías geomorfológicas asociadas a la Falla de Alhama de Murcia este segmento (Silva, 1994).

3.8.5.4. Segmento Alhama – Alcantarilla

A lo largo de este segmento, de unos 23 km de largo (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999), la traza de la Falla de Alhama de Murcia se reconoce limitando la Sierra de Espuña y la Cuenca de Mula con la Depresión del Guadalentín (**Fig. 3.14**). La traza de falla se encuentra interrumpida por fallas de los sistemas NW-SE y N-S en los extremos SW y NE del segmento, respectivamente. La traza de falla de mayor continuidad discurre por la parte central del segmento y presenta una longitud de unos 17 km.

No se han reconocido apenas anomalías geomorfológicas que evidencien el funcionamiento reciente de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento (Silva, 1994). Sin embargo, a partir de la clasificación de frentes montañosos de Silva et al. (2003) se puede deducir una tasa de levantamiento de unos 0,07-0,03 m/ka para el frente montañoso que limita la Depresión del Guadalentín con la Cuenca de Mula. Este rango de valores, si bien significamente menores que los estimados en los segmentos Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana, son mayores de lo que cabría esperar dada la edad de los depósitos más modernos que se han reconocido deformados por la falla: Pleistoceno Inferior-Medio (I.T.G.E., 1993).

Martínez-Díaz (1998) considera que la menor actividad de este segmento puede estar relacionada con una transferencia de la deformación hacia la Falla de Carrascoy, situada a tan solo 5 km al este, ya que ésta presenta evidencias de deformación más recientes. La actividad cuaternaria de la Falla de Carrascoy se discute con detalle en el apartado 3.11.4 de la Zona ME de Cartagena.

3.8.6. Análisis sismotectónico de superficie

En este apartado solo se analizará la sismicidad del interior de la zona y la de los bordes norte, oeste y la parte del borde meridional de dirección NE-SW. El borde meridional E-W (Cuenca del Almanzora y Huércal-Overa) y el borde oriental (Cuenca Media del Segura) son analizados en los apartados 3.12 (Zona ME de Sierra Filabres) y 3,9 (Zona ME del Prebético de Murcia), respectivamente.

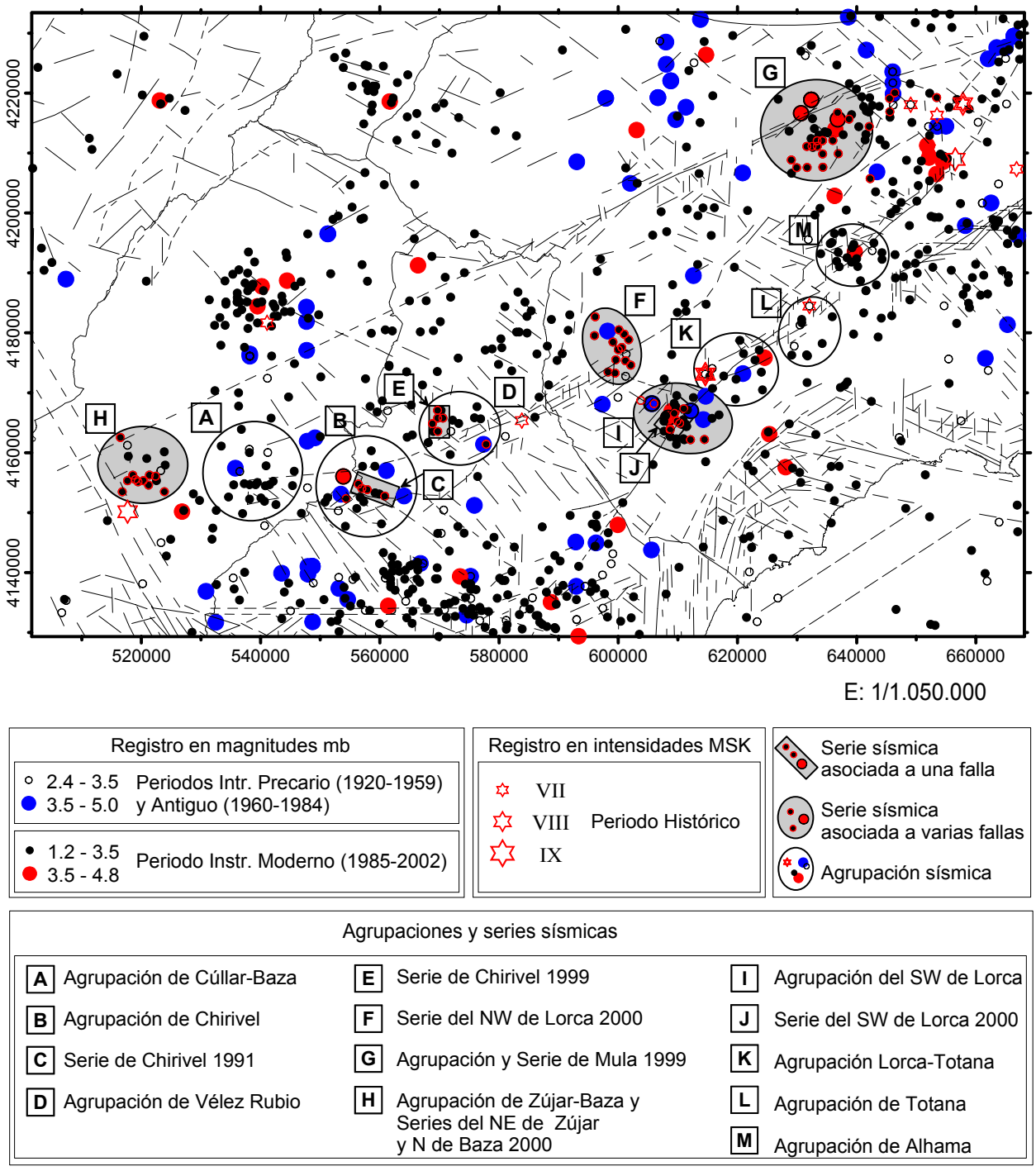


Figura 3.15. Zona Morfoestructural Central Bética. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.14.

La sismicidad de la Zona Central Bética se distribuye de manera bastante homogénea por todo el territorio que ocupa (**Fig. 3.15)**. La mayor parte de los epicentros localizados se corresponden con sismos registrados durante el periodo instrumental moderno, si bien la mayoría de los terremotos de magnitudes superiores a 3,5 fueron registrados en los periodos anteriores. Destaca así mismo la localización de sismos históricos con intensidades iguales o superiores a VIII en Lorca y Baza (cf. tabla 2.4).

3.8.6.1. Sismicidad del interior de la zona

En el interior de esta zona es posible distinguir 4 agrupaciones sísmicas principales compuestas mayoritariamente por epicentros de sismos registrados durante el periodo instrumental moderno. A continuación se describen las características de cada una de ellas, empezando desde la más occidental a la más oriental (**Fig. 3.15**).

Agrupación de Cúllar Baza: Prácticamente la mitad de los sismos localizados en esta agrupación son de baja magnitud y fueron registrados el durante el año 2000, en las cercanías de Cúllar Baza (Granada). A pesar de este dato, no es posible distinguir series compuestas por más de tres registros. Destaca únicamente un sismo de magnitud 3,6 registrado en 1966. La zona donde se localiza esta agrupación coincide con una zona de alta fracturación controlada por el cruce de fallas de los sistemas NW-SE y N-S, así como con la prolongación de la directriz de la Zona de Falla Norbética por el interior de la Cuenca de Baza. La ocurrencia de esta sismicidad debe atribuirse a la interacción dinámica entre estos sistemas de fallas.

Agrupación de Chirivel: En el interior de esta agrupación se localizan tres sismos con magnitudes entre 3,5 y 3,7 registrados durante el periodo instrumental antiguo que no presentan réplicas localizadas. Así mismo se identifica un sismo de magnitud 3,6 registrado el 7 de Mayo de 1991 que se sintió con intensidad III en Chirivel (Almería). Este sismo representa el principal de una serie de terremotos ocurridos entre los días 6 y 11 de Mayo (**Serie Sísmica de Chirivel de 1991**). La ocurrencia del principal fue antecedida por tres sismos premonitorios con magnitudes entre 2,5 y 3,4, y seguida por la ocurrencia de dos réplicas con magnitudes entre 3,0 y 3,3. La localización de esta serie, de error horizontal menor a 2 km, presenta una característica forma alargada en dirección NW-SE, coherente con la presencia de fallas NW-SE en la zona. El resto de los registros que componen la agrupación no marcan ninguna alineación preferente. La sismicidad de esta agrupación debe atribuirse por una parte a la alta fracturación de la zona, que da lugar a la ocurrencia de sismos de magnitudes bajas, y por otra al funcionamiento activo de fallas de dirección NW-SE que puede dar lugar a la ocurrencia de series con sismos principales de magnitudes más altas.

Agrupación de Vélez Rubio: En el interior de esta agrupación se reconoce un sismo de magnitud 4,0 registrado en 1968 localizado en las cercanías de Vélez Rubio (Almería), sin que exista constancia de la intensidad con la cual se sintió. El resto de la agrupación está compuesta principalmente por la ocurrencia de una serie sísmica compuesta por 6 eventos registrados durante los días 25 y 26 de Mayo de 1999 (**Serie Sísmica de Chirivel 1999**). El terremoto principal, de magnitud 3,3 fue sentido con intensidad II-III en Chirivel (Almería). Esta serie, junto con gran parte del resto de sismos de la agrupación, se alinean preferentemente en dirección NNW-SSW. Esta dirección está de acuerdo con las fallas de dirección general N-S, reconocidas en las cercanías de esta zona. La ocurrencia de esta agrupación debe atribuirse a fenómenos de interacción entre las fallas de los sistemas N-S, NW-SE y NE-SW que fracturan en alto grado esta zona, quizá con una mayor representación del sistema N-S.

Serie Sísmica NW de Lorca 2000: Esta serie está compuesta por 13 eventos con magnitudes entre 1,5 y 2,3 registrados el 26 de Marzo del 2000. La distribución de los epicentros, con errores de localización menores de 5 km, presenta una forma general alargada en dirección NNW-SSW. La ocurrencia de esta sismicidad debe estar relacionada con pequeñas

rupturas en las fallas del sistema N-S cartografiadas en el área, así como con reajustes dinámicos con fallas de los sistemas NE-SW y NW-SE. Dentro del área que comprende la distribución de los eventos de esta serie destaca el registro de un sismo de magnitud 4,0 en 1963, que se sintió con una intensidad máxima de V.

3.8.6.2. Sismicidad del borde norte: Falla de Crevillente (Sector Murcia)

A lo largo de la Zona de Falla de Crevillente la sismicidad se distribuye de modo disperso (**Fig. 3.15**). Hay que destacar, sin embargo, por una parte, la ocurrencia de una serie de sismos de magnitudes moderadas (entre 3,5 y 4,8) localizados más o menos cerca de la zona de falla y a lo largo de ésta; y por otra, la localización de una agrupación sísmica que contiene la Serie Sísmica de Mula de 1999.

Respecto a la sismicidad localizada a lo largo de la zona de falla hay que mencionar que la mayoría de estos sismos fueron registrados durante el periodo instrumental antiguo, y no fue posible localizar las series de réplicas a que dieron lugar. Dentro de estos eventos destaca el sismo de 1959 y magnitud 4,8, sentido con intensidad VIII en Galera (Granada) (Mézcua y López Arroyo, 1975). Por lo tanto, no es posible discernir si la ocurrencia de esta sismicidad estuvo relacionada con la actividad de la Falla de Crevillente, o con la de los sistemas NW-SE y N-S que atraviesan la zona de falla.

Agrupación de Mula: La mayor parte de los sismos registrados en esta agrupación forman parte de la **Serie Sísmica de Mula 1999**. Esta serie está compuesta por unos 25 eventos registrados durante los días 2 y 18 de febrero de 2000. El sismo principal alcanzó una magnitud de 4,8 y fue sentido con intensidad VI en Mula (Murcia). Así mismo dos réplicas presentan una magnitud igual o superior a 3,5. La ocurrencia de esta serie ha dado lugar a la publicación de varios trabajos de carácter sismológico y sismotectónico. La mayoría de éstos coinciden en señalar a la Falla de Crevillente como la fuente generadora del sismo principal (Buforn y Sanz de Galdeano, 2001; Mancilla et al., 2002; Martínez-Díaz et al., 2002). Sin embargo, la localización de la mayoría de las réplicas tiene lugar al sureste de la traza de falla principal y la mayoría se distribuyen en un área subcircular al sur de la traza de falla principal de Crevillente. Ambas características no concuerdan con el alto buzamiento que debe presentar la Falla de Crevillente, como se deduce sobre la base de criterios geológicos y estructurales (e.g.: Sanz de Galdeano, 1983; De Smet, 1984; Loiseau, 1988). A partir de ésta, y otras consideraciones geológicas, sismológicas y sismotectónicas, Martínez-Díaz et al. (2002) relacionan la ocurrencia de la serie sísmica con una rotura superficial en una falla secundaria de la Zona de Falla de Crevillente, que de acuerdo con el mecanismo focal calculado por Mancilla et al. (2002) tendría una dirección NE-SW y buzamiento hacia el SE. El resto de los sismos que componen esta agrupación fueron registrados, casi todos, con posterioridad a la ocurrencia de la Serie de Mula 1999. Los epicentros se localizan también, en su mayoría, al sur de la traza de falla principal de la Falla de Crevillente, y no marca ninguna alineación preferente. Destaca un sismo de magnitud 3,5 registrado en 1985 y sentido con intensidad III en Mula que no presenta réplicas registradas. La ocurrencia de la sismicidad de esta agrupación, así como la de la Serie de Mula 1999, no puede atribuirse a rupturas en el plano de falla principal de la Falla de Crevillente, sino a movimientos de fallas secundarias NE-SW.

3.8.6.3. Sismicidad del borde occidental

En la esquina noroccidental de esta zona, al sur del Jabalcón, y cerca de la zona donde entroncaría el sistema de fallas NW-SE que se dirigen hacia la Sierra de Baza y la Zona de Falla de Crevillente, se localiza una agrupación de epicentros denominada **Agrupación de Zújar-Baza** (**Fig. 3.15**). Casi la totalidad de los sismos localizados dentro de esta agrupación fueron registrados durante el periodo instrumental moderno y ninguno supera la magnitud de 3,5. En el

interior se pueden distinguir dos series sísmicas registradas durante el año 2000: **Serie Sísmica del NE de Zújar y Serie Sísmica del N de Baza**. La serie del NE de Zújar (Granada) está compuesta por 5 eventos registrados el 31 de Diciembre del 2000, con magnitudes entre 1,6 y 2,8. La distribución de los epicentros, con errores de localización menores de 3 km, tiene lugar en una dirección preferente NE-SW. Sin embargo, dado que los epicentros se localizan bastante distanciados unos de otros, no es posible relacionar unívocamente la ocurrencia de esta serie con la actividad de una falla del sistema NE-SW, sino más bien con la interacción con fallas del sistema NW-SE. La serie del N de Baza (Granada) se compone de 6 eventos registrados el 18 de Junio de 2000, con magnitudes entre 1,6 y 2,5. La distribución de los epicentros marca una alineación preferente NW-SE, si bien, al igual que en el caso anterior, la ocurrencia de esta serie debe adscribirse a la interacción dinámica entre fallas de los sistemas NW-SE y NE-SW.

Finalmente, conviene destacar el sismo histórico de 1531 en Baza (I_o=VIII), localizado muy cerca de esta agrupación. La ocurrencia de este sismo fue, probablemente, debida a la actividad de las fallas NW-SE que discurren por la vertiente oriental de la Sierra de Baza. Estas fallas, si bien no presentan en la actualidad registro sísmico significativo, presentan evidencias de actividad tectónica durante el Pleistoceno Inferior y Medio.

3.8.6.4. Sismicidad de la Falla de Alhama de Murcia

Se estudia a continuación la distribución de la sismicidad localizada a lo largo de la Zona de Falla de Alhama de Murcia en relación con los segmentos tectónicos considerados en el apartado 3.8.5.

Segmento Puerto Lumbreras-Lorca:

En el segmento Puerto Lumbreras-Lorca se observa una nula o muy escasa localización de epicentros, a excepción del tramo NE, cerca de Lorca, donde se reconoce una importante agrupación sísmica: **Agrupación SW de Lorca** (**Fig. 3.15**). Esta agrupación se caracteriza por la importante presencia de epicentros de sismos con magnitudes iguales o superiores a 3,5. La mayoría de estos sismos fueron registrados durante el periodo instrumental precario y antiguo, y por tanto carecen de precisión en la localización así como de registro de réplicas, como por ejemplo los sismos de 1932 y 1978 con magnitudes de 3,5 y 4,3, respectivamente. Una excepción la constituye la **Serie Sísmica de Lorca de 1977**. El sismo principal ocurrió el 6 de Junio de 1977 con magnitud 4,2 y fue sentido con intensidad de VI. Algunas réplicas de este sismo pudieron ser registradas dado que coincidió con el despliegue temporal de una red microsísmica en la zona, alcanzando dos de ellas magnitudes de 3,9 y 3,5 (Mézcua et al., 1984). Los trabajos sismológicos realizados sobre esta serie atribuyen esta sismicidad a la Falla de Alhama de Murcia en este tramo (Mézcua et al., 1984; Buforn et al 1988). Sin embargo, el mecanismo focal del evento principal calculado por estos autores y por Herraiz et al. (2000) es de falla normal, lo que contradice el movimiento inverso direccional reconocido en la Falla de Alhama de Murcia desde mediados del Neógeno y durante el Cuaternario. Martínez-Díaz (1999), sobre la base de datos geológicos, considera que el mecanismo focal del evento principal se corresponde con un sismo generado en una falla secundaria de igual dirección que la principal pero localizada en el interior de la Sierra de las Estancias, y que presenta una cinemática normal en relación con el levantamiento de la sierra por efecto del movimiento inverso de la Falla de Alhama de Murcia.

A parte de la sismicidad registrada en los periodos instrumental precario y antiguo, hay que señalar que la mayoría de los epicentros que componen esta agrupación han sido registrados en el periodo instrumental moderno. Entre éstos destaca la **Serie Sísmica del SW de Lorca de 2000**. Esta serie compuesta por 9 eventos registrados durante los días 23 y 24 de Agosto. El sismo principal presenta una magnitud de 3,8 y fue sentido con intensidad máxima de IV. La distribución de los epicentros marca una alineación preferente NE-SW, coincidente

con la traza en superficie de la Falla de Alhama de Murcia en este tramo. La ocurrencia de esta serie debe ser atribuida a la actividad de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento.

Segmento Lorca-Totana:

La sismicidad registrada a lo largo y ancho de estos dos segmentos presenta una alineación preferente NE-SW que se ha denominado **Agrupación Lorca-Totana** (**Fig. 3.15**). La mayoría de los sismos que componen esta agrupación son de magnitudes bajas y registradas durante el periodo instrumental moderno. Destaca la localización de dos sismos de magnitudes 3,6 y 3,5 registrados respectivamente en 1982 y 1985, de los que no existe registro de réplicas. Dentro del periodo histórico hay que destacar la ocurrencia de varios sismos destructores. Concretamente, dos de intensidad VIII en 1579 y 1674 en Lorca (Murcia), y uno de VII en 1907 en Totana (Murcia).

La ocurrencia de sismicidad en esta agrupación debe relacionarse con la actividad de la Falla de Alhama de Murcia en este sector. Sin embargo, debido a que la ausencia de series sísmicas no permite evidenciar esta relación con claridad, no puede descartarse la existencia de movimientos en pequeñas fallas de los sistemas NW-SE y N-S representados en la zona, que ha podido dar lugar también a la ocurrencia de los sismos históricos.

Segmento Totana-Alhama:

La localización de epicentros sísmicos a lo largo de este segmento es bastante escasa, a excepción de la agrupación localizada en las cercanías de Totana (**Agrupación de Totana**) (**Fig. 3.15**). En esta agrupación se localizan únicamente sismos de magnitud baja, la mayoría de ellos registrados en el periodo instrumental moderno. La distribución de epicentros no señala ninguna alineación preferente. Destaca únicamente la ocurrencia del sismo histórico de 1907 sentido con intensidad VII en Totana. La ocurrencia de esta sismicidad puede estar relacionada tanto con movimientos de la Falla de Alhama de Murcia como con las fallas N-S que la atraviesan.

Segmento Alhama-Alcantarilla:

De igual modo que en el caso anterior la localización de epicentros sísmicos a lo largo de este segmento es bastante escasa, a excepción de la agrupación localizada en el extremo SW (**Agrupación de Alhama**), aproximadamente en la zona de enlace con el segmento Totana-Alhama (**Fig. 3.15**). La mayoría de los terremotos que componen esta agrupación fueron registrados en el periodo instrumental moderno, sin que haya podido identificarse la ocurrencia de ninguna serie sísmica. El sismo mas destacable fue registrado en 1996, con magnitud 3,5 y sentido con intensidad II-III en Alhama (Murcia). El sismo histórico más importante es el de 1864 en Alhama, sentido con intensidad máxima de VI. La sismicidad de esta agrupación debe ser relacionada fundamentalmente con la interacción entre las fallas NW-SE que controlan el borde oriental de la Cuenca de Lorca y pequeñas fallas NE-SW de la Zona de Falla de Alhama de Murcia en este tramo.

3.8.7. Resumen y resultados

3.8.7.1. Sistemas de fallas del interior de la zona y borde occidental

Los resultados obtenidos sobre las fallas NW-SW que definen el borde occidental de esta zona se incluyen en este apartado, ya que presentan evidencias de actividad tectónica reciente y relaciones con la sismicidad muy similares a las de las fallas del sistema NW-SW del interior de la zona.

En el interior de esta zona se han reconocido tres sistemas de fallas, NW-SE, N-S y NE-SW a ENE-WSW. Los sistemas NW-SE y N-S son los que presentan pruebas más evidentes de

actividad reciente, al menos durante el Pleistoceno Inferior y Medio (I.T.G.E., 1993; I.G.M.E., 1979c).

El cruce entre las fallas de estos sistemas y fallas de dirección NE-SW, especialmente las zonas de falla Norbética, Crevillente y Alhama de Murcia, determina la aparición de agrupaciones de epicentros sísmicos (e.g.: Serie Sísmica del NW de Lorca de 2000). En algunas de estas agrupaciones se han podido reconocer series sísmicas que presentan alineaciones coincidentes con las fallas de los sistemas NW-SE y N-S, deduciéndose su actividad sismogeneradora actual (e.g.: Serie Sísmica de Chirivel de 1991 y 1999. La máxima magnitud registrada en el catálogo sísmica que pueda estar relacionada con la actividad de estas fallas es de 4,0. Por otra parte, estas fallas pudieron ser las responsables de terremotos históricos sentidos con intensidad VIII.

De acuerdo con la longitud máxima de unos 10 km que presentan las trazas superficiales de estas fallas puede estimarse que la ocurrencia de un terremoto que rompiera totalmente esta longitud en superficie presentaría una magnitud momento de 6,24 (Wells y Coppersmith, 1994). El periodo de recurrencia de tales eventos se debe estimar en al menos varias decenas de miles de años, dado que la actividad de estas fallas no se ha reconocido en depósitos de edad Holoceno ni Pleistoceno Superior.

3.8.7.2. Falla de Crevillente (Sector Murcia)

Las evidencias de actividad tectónica cuaternaria de la Falla de Crevillente en esta zona se localizan el tercio oriental de la traza de falla principal. Concretamente en este tramo se han definido dos segmentos, denominados de SW a NE: Campo Coy-Bullas y Bullas-Sierra Ricote. Las evidencias de actividad tectónica reciente se corresponden con deformaciones en depósitos de edad Pleistoceno Inferior-Medio (I.T.G.E., 1993).

La distribución de los epicentros sísmicos no marca de manera significativa una mayor concentración a lo largo de la traza de la falla, a excepción de la agrupación localizada en el extremo nororiental del segmento Bullas-Sierra Ricote. Esta agrupación está compuesta fundamentalmente por la Serie Sísmica de Mula de 1999 (4,8; VI). Sin embargo, la ocurrencia de esta serie parece estar relacionada con la actividad de una falla secundaria de la Zona de Falla de Crevillente, pero no con la falla principal (Martínez-Díaz, 2002).

Por último, hay que destacar la localización de una serie de epicentros a lo largo de la traza principal y a distancias variables, correspondientes con sismos de magnitudes entre 3,5 y 4,8 registrados durante el periodo instrumental antiguo. Debido a las carencias en la localización de las réplicas asociadas a los eventos principales no es posible discernir si esta sismicidad fue generada por la Falla de Crevillente o por las fallas de los sistemas NW-SE y N-S que la cruzan.

De acuerdo con las longitudes que presentan los segmentos Campo Coy-Bullas y Bullas-Sierra Ricote, de 23 y 15 km, respectivamente, se pueden estimar unas magnitudes momento máximas de 6,66 y 6,44 que resultarían respectivamente de la ocurrencia de un sismo que rompiera en superficie esta longitud (Wells y Coppersmith, 1994). Dado que no se han encontrado evidencias de deformaciones en materiales de edad Holoceno ni Pleistoceno Superior, debe asumirse que la recurrencia de tales eventos debe ser de al menos varias decenas de miles de años

3.8.7.3. Falla de Alhama de Murcia

Las conclusiones sobre la Falla de Alhama de Murcia se exponen de acuerdo con los segmentos en los que ha sido dividida:

Segmento Puerto Lumbreras-Lorca:

La actividad reciente de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento se ha evidenciado al menos durante el Pleistoceno Superior (Silva, 1994; I.T.G.E., 1993). La tasa de deslizamiento neto de la falla durante este periodo temporal se ha estimado en 0,41 m/ka. El movimiento de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento es direccional bastante puro.

La distribución de epicentros sísmicos a lo largo de este segmento es muy escasa, a excepción de una importante agrupación de sismos con magnitudes superiores a 3,5 localizada en su parte noreste (Agrupación del SW de Lorca). La ocurrencia de esta sismicidad está relacionada con pequeñas roturas en profundidad de la traza de falla principal así como con fallas secundarias NE-SW localizadas dentro de la zona de deformación de la Falla de Alhama de Murcia, tanto en la Sierra de Las Estancias como en la Depresión del Guadalentín.

La magnitud momento de un terremoto que rompiera toda la longitud de este segmento, 28 km, puede estimarse en 6,76 (Wells y Coppersmith, 1994). Dado que hasta la fecha no se han reconocido deformaciones en depósitos de edad Holocena, la recurrencia de tales eventos debe estimarse en al menos 10 ka. Sin embargo, dada la alta tasa de deslizamiento que presenta esta falla, 0,41 m/ka, es necesario considerar la posibilidad de valores de recurrencia menores. A partir de este dato se pueden realizar una serie de estimaciones indirectas de la recurrencia del evento de magnitud máxima (cf. 3.2.5), obteniéndose un intervalo comprendido entre 3.000 y 7.000 años aproximadamente (**Tabla 3.1**). Por tanto, y teniendo en cuenta la ausencia de deformaciones holocenas, el periodo medio de recurrencia debe asumirse en torno a los 7.000-10.000 años. La realización de estudios paleosísmicos en este segmento de la Falla de Alhama de Murcia posiblemente reduzca la incertidumbre de estos valores de manera importante.

Falla de Alhama de Murcia Segmento:	**M**	Métodos			Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
		Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons		
Puerto Lumbreras - Lorca	6,76	[2.954 – 7.770]	6.877	3.000	> 10.000	7.000 – 10.000

Tabla 3.1. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) del segmento "Puerto Lumbreras-Lorca" de la Falla de Alhama de Murcia a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

Segmento Lorca-Totana:

La actividad reciente de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento se ha evidenciado al menos durante el Pleistoceno Medio, en la Falla Norte de Lorca, y durante el Holoceno en la Falla Sur de Lorca (Silva, 1994; I.T.G.E., 1993; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999; Hernández-Enrile et al., 2000; Martínez-Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004). De acuerdo con los datos contenidos en Masana et al. (2004), se ha estimado una tasa máxima de deslizamiento neto para la Falla Sur de Lorca de 0,30 m/ka.

El análisis de la sismicidad a lo largo de este segmento no señala relaciones sismotectónicas evidentes con la la Falla de Alhama de Murcia. La ocurrencia de sismicidad también puede estar debida a movimientos en fallas de los sistemas NW-SE y N-S representados en la zona.

La magnitud momento de un evento que rompiera la longitud total del segmento, 23 km, se puede estimar en 6,66 (Wells and Coppersmith, 1994). Si se considera un salto cosísmico medio de unos 0,45 m, como se ha observado en la Rambla del Buitre y puede estimarse de los estudios de paleosismicidad realizados, se obtendría una magnitud muy similar: 6,65. A partir

de los datos de paleosismicidad contenidos en el trabajo de Masana et al. (2004) y de consideraciones sobre el número de terremotos contenido en diferentes intervalos temporales, así como del salto cosísmico medio de los mismos (cf. 3.8.5.2), se ha estimado que el periodo medio de recurrencia de tales eventos debe ser del orden de 2.000-5.000 años. Estos valores concuerdan bastante bien con los que se pueden estimar indirectamente a través del valor del salto cosísmico medio, la tasa de deslizamiento neta y la magnitud máxima (cf. 3.2.5) (**Tabla 3.2**). En este trabajo se admitirá el intervalo 2.000-5.000, ya que está estimado a partir de dataciones absolutas y trabajos de campo específicos.

Falla de Alhama de Murcia Segmento:	**M**	Métodos			Media de máximos y mínimos	Intervalo admitido en este estudio
		Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons		
Lorca - Totana	6,66	[1.500 – 4.767]	9.460	3.000	2.250 – 7.100	2.000 – 5.000

Tabla 3.2. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) del segmento "Lorca - Totana" de la Falla de Alhama de Murcia a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio, para este caso concreto, procede de estimaciones directas a partir de datos de paleosismicidad. Valores en años. Explicaciones en el texto.

Segmento Totana-Alhama:

La actividad reciente de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento ha sido evidenciada únicamente en depósitos de edad Pleistoceno Inferior-Medio. Por otra parte, la ocurrencia de sismicidad a lo largo de este segmento es bastante escasa y no ha permitido evidenciar relaciones sismotectónicas.

Considerando la longitud máxima en superficie de las trazas de falla, de unos 5 km, se puede estimar la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta longitud en 5,89 (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con las evidencias de las últimas deformaciones reconocidas la recurrencia de tales eventos debe asumirse en al menos varias decenas de miles de años.

Segmento Alhama-Alcantarilla:

De modo similar al segmento anterior la actividad reciente de la Falla de Alhama de Murcia ha sido evidenciada en este segmento únicamente en depósitos de edad Pleistoceno Inferior-Medio. Así mismo, la ocurrencia de sismicidad, si bien más abundante que en el segmento anterior, sigue siendo bastante escasa y no ha permitido evidenciar relaciones sismotectónicas claras con la Falla de Alhama de Murcia.

De acuerdo con la longitud máxima en superficie de la traza de falla, unos 17 km, se puede estimar la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta longitud en 6,51 (Wells y Coppersmith, 1994). Considerando la edad de las últimas deformaciones reconocidas, la recurrencia de tales eventos debe asumirse en al menos varias decenas de miles de años. Sin embargo, según la clasificación de frentes montañosos de Silva et al. (2003) se puede estimar que la tasa máxima de deslizamiento vertical de la Falla de Alhama de Murcia en este segmento debe ser del orden de 0,03-0,07 m/ka. Considerando el extremo superior de este rango se pueden realizar una serie de estimaciones adicionales sobre de la recurrencia del evento de magnitud máxima (cf. 3.2.5) (**Tabla 3.3**). Teniendo en cuenta la ausencia de deformaciones holocenas el periodo medio de recurrencia de terremotos máximos debe asumirse en torno a los 35.000-13.000 años. La realización de estudios paleosísmicos en el segmento Alhama-Alcantarilla de la Falla de Alhama de Murcia posiblemente redujeran la incertidumbre de estos valores de manera importante.

Falla de Alhama de Murcia Segmento:	**M**	Métodos Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons	Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
Alhama - Alcantarilla	6,51	[10.792 – 28.386]	41.784	15.000	>> 10.000	13.000 – 35.000

Tabla 3.3. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) del segmento "Alhama - Alcantarilla" de la Falla de Alhama de Murcia a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

3.9. ZONA ME DEL PREBÉTICO DE MURCIA

3.9.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona se localiza en su mayor parte en el cuadrante nororiental de la Región de Murcia, ocupando también la mitad septentrional del margen occidental de la provincia de Alicante (**Fig. 3.16)**. Dentro del Orógeno Bético está situada en las Zonas Externas, aflorando las unidades del Prebético y Subbético, compuestas por sedimentos marinos mesozoicos y paleógenos depositados en el antiguo margen de la Placa Ibérica (García-Hernández et al., 1980).

La estructura tectónica del interior de esta zona está compuesta por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de directriz general ENE-WSW a NE-SW que conforman un territorio de serranías alargadas y amplias depresiones intermontanas. Los bordes norte y sur de las serranías están controlados por un sistema de fallas ENE-WSW desarrollado a favor de las estructuras de plegamiento. También se identifica un sistema de fallas NW-SE que corta oblicuamente las estructuras anteriores y que supone la terminación occidental y oriental de muchos de los relieves. Finalmente, hay que destacar que los fenómenos de diapirismo en materiales margoyesíferos del Triásico son muy frecuentes en la zona, especialmente en la Depresión del Vinalopó.

La evolución tectónica de esta zona se caracteriza por atravesar regímenes tectónicos muy diferentes, desde la formación de la plataforma marina mesozoica en un ambiente extensional hasta el desarrollo de las depresiones intermontanas a favor del sistema de fallas NW-SE (Rodríguez-Estrella, 1979; Croese, 1982; I.G.M.E., 1981b y 1984d). La formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos tuvo lugar a comienzos del Burdigaliense por efecto del emplazamiento de las Zonas Internas Béticas. Posteriormente, a comienzos del Serravaliense, se desarrolló una tectónica de desgarre a favor de la directriz general de plegamiento con el desarrollo de fallas principales ENE-WSW y secundarias NW-SE. A finales del Tortoniense se produce el desarrollo de nuevas fallas normales NW-SE y la paulatina emersión de toda la zona en una ambiente extensional. Finalmente, durante el Plioceno y Cuaternario tiene lugar el desarrollo de extensas y continuas superficies de glacis que terminan de rellenar las depresiones formadas en la etapa anterior.

El borde norte de esta zona esta definido a lo largo de la Zona de Falla de Jumilla (Rodríguez-Estrella, 1977; I.G.M.E., 1981b) de dirección general NE-SW. Esta falla se formó a favor de un accidente del basamento heredado desde la formación de la plataforma marina del antiguo margen de la Placa Ibérica, donde funcionaba como falla normal. Posteriormente, durante la etapa compresiva Burdigaliense, funcionó como falla inversa; si bien los movimientos principales de esta falla tuvieron lugar durante la etapa de desgarre Serravaliense (I.G.M.E., 1978).

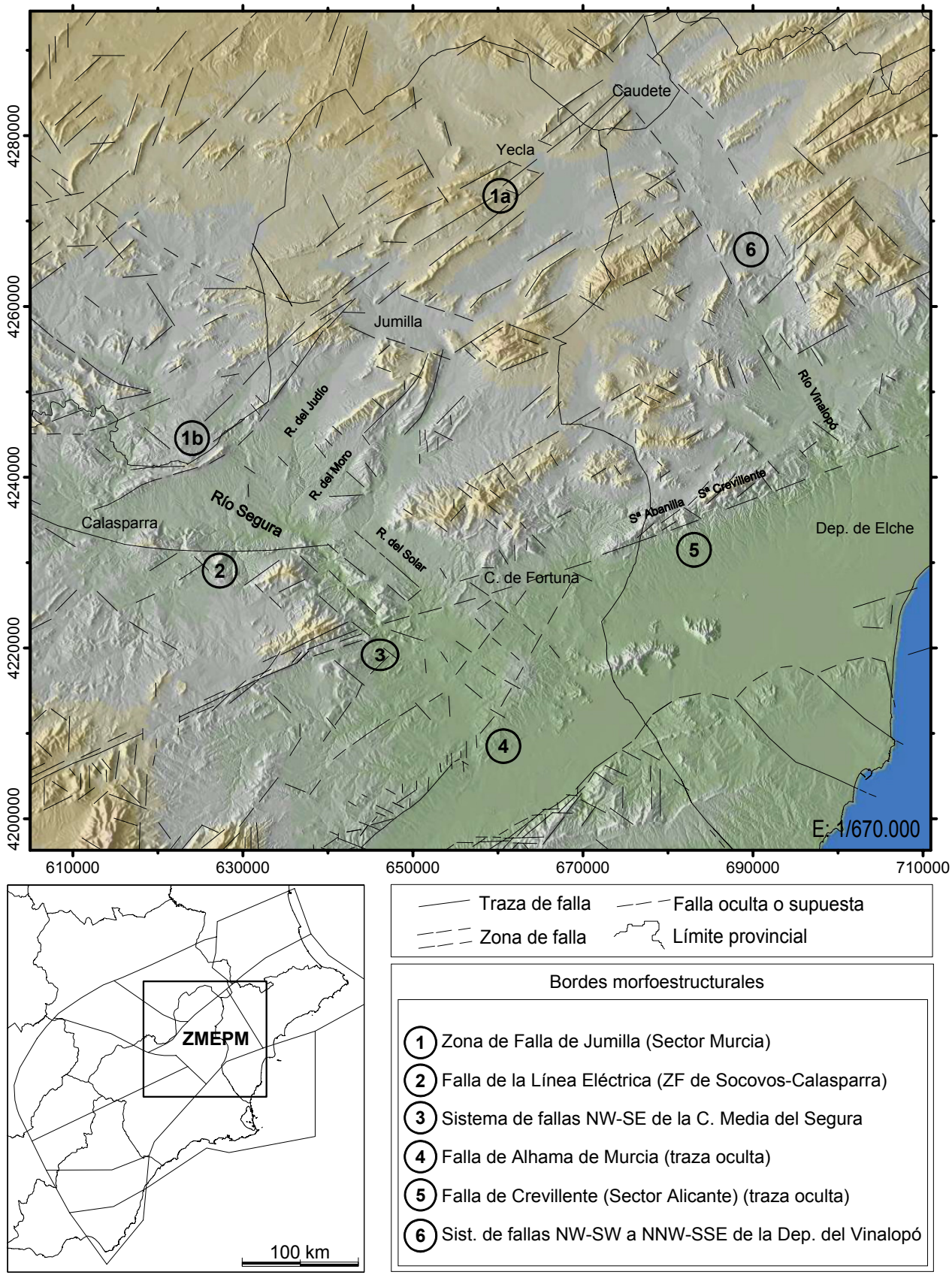


Figura 3.16. Zona Morfoestructural del Prebético de Murcia. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

Por otra parte, la Falla de Jumilla, debe representar un accidente de carácter profundo, como se puede inferir de los afloramientos de rocas volcánicas de origen mantélico (lamproitas) que se observan asociados a la zona de falla. Así mismo, define el inicio del importante incremento en la profundidad que experimenta el techo del basamento en dirección SE, como se puede intepretar de los mapas de anomalías de gravimétricas realizados en la zona y del fuerte gradiente detectado subparalelo a la falla (Castaño-Fernández y Carbó-Gorosabel, 1995; Castaño-Fernández et al., 1996).

Desde el punto de vista fisiográfico la Falla de Jumilla representa un límite morfoestructural evidente, delimitando al norte un área de una altitud media de 800-900 m (Altiplano de Albacete, Zona del Prebético de Albacete) que contrasta con los 600-700 m de esta zona. Por otra parte, si bien en ambas zonas morfoestructurales se reconoce un patrón morfológico similar, con sierras alargadas que limitan depresiones de carácter endorreico con gran desarrollo de glacis, al sur de la Falla de Jumilla el desnivel entre depresiones y cumbres es mucho más acusado. Las sierras presentan, en términos generales, mayor altura y envergadura, característica que puede estar relacionada con una mayor duración e intensidad de las deformaciones compresivas.

El borde occidental de esta zona está formado por una extensa área deprimida alargada en dirección NW-SE, donde se desarrollan la cuenca media del río Segura, y, en la mitad meridional, la Cuenca de Fortuna. La formación de esta compleja depresión tiene lugar a lo largo del Neógeno en relación con el juego combinado de las fallas de La Línea Eléctrica (continuación de Socovos-Calasparra), Crevillente y Alhama de Murcia, y sistemas de fallas NW-SE (Loiseau et al., 1990; Van der Straaten, 1993; Sanz de Galdeano y Vera, 1992). La alta tectonización que presenta esta zona, unido a la aparición de grandes masas de margas yesíferas Triásicas fácilmente erosionables, ha propiciado el desarrollo durante el Plio-cuaternario de importantes líneas de drenaje, como lo es actualmente el curso medio del río Segura.

Por otra parte, la aparición de la cuenca media del río Segura y de la Cuenca de Fortuna supone la pérdida de continuidad hacia el este de las trazas superficiales de las fallas de Crevillente, Norbética y Alhama de Murcia. Solamente la traza en superficie de la Falla de Crevillente reaparece claramente tras atravesar esta depresión a la altura de Abanilla, en la Sierra de Crevillente. La expresión en superficie de la Falla de Alhama de Murcia desaparece al entrar en el aluvial del río Segura y a partir de aquí hacia el NE su trazado es irregular y discontinuo a través de los depósitos neógenos de la Cuenca de Fortuna. Estudios geofísicos por métodos gravimétricos y eléctricos desarrollados por Gauyau et al. (1977) en esta área interpretan la continuidad en profundidad de la Falla de Alhama de Murcia hasta las cercanías de Abanilla, donde entroncaría en profundidad, con la Falla de Crevillente. Finalmente, la Falla Norbética pierde su expresión morfológica por completo, siendo posible que también entronque en profundidad con la Falla de Crevillente.

Por último, el borde sur de esta zona está definido, en su parte oriental, por la zona de contacto entre la Cuenca Media del Segura y Cuenca de Fortuna, con la Depresión del Guadalentín-Cuenca Baja del Segura; y en su parte occidental por la vertiente meridional de la alineación de sierras controladas por la prolongación de la Falla de Crevillente en dirección ENE-WSW hacia el Mar Mediterráneo.

3.9.2. Sistemas de fallas del interior

En el interior de esta zona se reconocen dos sistemas principales de fallas: ENE-WSW a NE-SW y NW-SE (**Fig. 3.16)**. También se reconoce un sistema N-S, pero mucho menos representado.

Las trazas superficiales de las fallas del sistema ENE-WSW se reconocen con longitudes muy variables, sin superar por lo general los 10 km. Su expresión morfológica está ligada

principalmente a los frentes montañosos de las sierras. Estos frentes presentan por lo general un fuerte grado de sinusoidad con gran desarrollo de bahías por donde penetran extensamente los ápices de las superficies de glacis. Estas características del frente montañoso son indicativas de velocidades de levantamiento bajas o muy bajas (Keller y Pinter, 1996; Silva et al., 2003). No se han encontrado trabajos específicos que evidencien la actividad reciente de este sistema de fallas. De acuerdo con las características que presentan los frentes montañosos que controlan, y la edad de los glacis (Pleistoceno Medio-Superior), se ha de suponer que su actividad durante el cuaternario ha sido muy baja.

Las fallas del sistema NW-SE se reconocen tanto por el interior de los relieves como limitando los extremos oriental y occidental de las sierras. El funcionamiento conjunto de varias fallas de este sistema controla, además, la aparición de depresiones oblicuas a la directriz estructural NE-SW predominante. Su expresión morfológica en superficie es de marcado carácter rectilíneo, conformando estrechas zonas de falla, que en conjunto no superan los 10 km de longitud. Sin embargo la mayoría los frentes montañosos ligados a este sistema de fallas presentan un alto grado de sinuosidad con importante penetración de superficies de abanicos aluviales del Pleistoceno Medio y Superior. No se ha encontrado ninguna referencia explícita sobre la actividad tectónica reciente de estas fallas, sin embargo, parece razonable que ésta sea más reciente que la del anterior sistema, a las que corta y deforma.

Por último, el sistema N-S presenta una expresión morfológica similar a las fallas del sistema NW-SE, si bien las trazas superficiales de estas fallas no superan los 5 km. No se han encontrado evidencias directas de actividad relacionadas con el funcionamiento de estas fallas.

3.9.3. Borde Norte: Falla de Jumilla (Sector Murcia)

La Zona de Falla de Jumilla presenta en esta zona dos tramos con características morfológicas diferentes (**Fig. 3.16)**. El tramo occidental se inicia aproximadamente desde la población de Jumilla y continúa en dirección SE limitando por el norte con la Zona ME de Alcaraz y por el sur con la rambla del Judío y la cuenca media del río Segura. En este tramo, de unos 35 km de longitud, la Falla de Jumilla conforma una zona de falla de unos 4-5 km de ancho con una característica forma en sigmoide. Esta forma está probablemente relacionada con el funcionamiento antiguo de la banda de cizalla dextral formada por la Falla de Socovos-Calasparra y la Falla de Pozohondo-Tobarra (cf. aptdos. Zona de Prebetico de Albacete y Alcaraz). Las trazas superficiales de las fallas presentan longitudes máximas entre 5 y 10 km, que se se observan de modo bastante continuo a lo largo de las sierras del Picacho y del Puerto hasta las cercanías de Calasparra. La Falla de Jumilla en este tramo afecta a depósitos pliocuaternarios, no habiéndose reconocido deformaciones en materiales más recientes, si bien se observan algunas anomalías geomorfológicas asociadas a la zona de falla que pueden ser indicativas de movimientos más recientes (I.T.G.E., 1993).

El tramo oriental, al contrario que el occidental, presenta un marcado carácter rectilíneo con una fuerte expresión morfológica que se reconoce a lo largo de unos 45 km en dirección NE-SW conformando una zona de falla de unos 5 km de ancho. Sobre la base de la perdida de continuidad de la traza principal de la falla este tramo puede dividirse en los siguientes segmentos: Jumilla-Yecla y Yecla-Caudete, de longitudes aproximadas 30 y 15 km, respectivamente. Las longitudes máximas de las trazas superficiales de las fallas en ambos segmentos no superan los 10 km.

La actividad tectónica reciente de la Falla de Jumilla en el segmento Jumilla-Yecla se ha evidenciado por deformaciones en depósitos de edad Pliocuaternario (I.T.G.E., 1993). El segmento Yecla-Caudete, presenta evidencias de deformaciones más recientes, que podrían alcanzar edades de hasta Pleistoceno Medio-Superior (I.G.M.E., 1978b)

3.9.4. Borde Oeste: Sistema de fallas NW-SE del Medio Segura

El borde occidental de esta zona está formado por una extensa zona deprimida de unos 200 m de altitud media, donde se desarrollan la vega alta del río Segura, las depresiones tributarias de las ramblas del Moro, del Judío y del Solar, y en la mitad meridional, la Cuenca de Fortuna (**Fig. 3.16)**.

Según Rodríguez-Estrella (1977), el curso del río Segura en este tramo está condicionado por la presencia de la Falla de la Vega Alta del Río Segura, que este autor define a lo largo de unos 50 km desde el norte de Cieza hasta las cercanías de Murcia. Sin embargo, tanto en las cartografías geológicas del área (I.G.M.E., 1974a,b; I.T.G.E., 1994b), como del análisis del MDT, se deduce más bien la existencia de un sistema de fallas NW-SE distribuidas a lo largo de un ancho de unos 8-12 km.

Las trazas en superficie de estas fallas se reconocen con longitudes por lo general no superiores a 5 km. Dentro de este sistema de fallas destaca la Falla de Venta Pañales (Loiseau et al., 1990), que discurre paralela a la rambla del Solar a lo largo de al menos 5 km, si bien su traza se reconoce, aunque de modo intermitente, en dirección NW por otros 5 km. A lo largo de la traza de esta falla se han reconocido anomalías geomorfológicas asociadas y deformaciones en depósitos de edad, al menos, Pleistoceno Inferior-Medio (I.T.G.E., 1993).

En el interior de este borde también se identifica un sistema de pequeñas fallas de dirección general NE-SW, con longitudes no superiores a los 5 km. En algunas de estas fallas se han reconocido deformaciones en depósitos de edad Plio-cuaternario (I.T.G.E., 1993).

3.9.5. Borde Sur: Falla de Crevillente (Sector Alicante)

El borde sur de esta zona presenta dos tramos (**Fig. 3.16)**. El más occidental está definido en términos fisiográficos por el paso de la Cuenca de Fortuna a la cuenca baja del Segura. Esta transición se realiza a través de la divisoria de aguas formada por los relieves miocenos de los Cabezos de la Cueva Negra. La traza profunda de la Falla de Alhama de Murcia, que discurre en esta dirección (Gauyau et al., 1977), podría haber controlado el levantamiento de esta divisoria de aguas. Sin embargo, no se han reconocido en esta zona anomalías geomorfológicas o deformaciones en depósitos cuaternarios que pongan de manifiesto la actividad tectónica reciente de la Falla de Alhama de Murcia en este sector.

El tramo oriental está constituido por la alineación de las sierras de Abanilla y Crevillente, que limitan el borde norte de la Depresión de Elche hasta su cruce con el río Vinalopó. En este sector la Falla de Crevillente presenta características morfológicas muy diferentes respecto de las que presenta en el Sector Murcia (cf. aptdo. 3.8.7.2 de la Zona ME Central Bética). En la mayor parte de esta alineación de relieves no se puede reconocer la traza de una falla principal, o una zona de fallas en superficie, sino un frente montañoso compuesto por las sierras de Abanilla y Crevillente, que presenta una longitud de unos 30 km hasta su cruce con la zona de falla de la Depresión del Vinalopó (cf. aptdo. 3.10.4 Zona del Prebetico de Alicante). Desde el punto de vista fisiográfico el Frente de Crevillente representa un escalón topográfico con un contraste de desniveles de aproximadamente 700 y 200 m al oeste y este, respectivamente, de la Depresión del Vinalopó.

En las cartografías regionales que abarcan esta zona (I.G.M.E, 1973b, 1978e,e) la estructura tectónica en superficie parece corresponderse con un pliegue monoclinal con buzamiento del flanco corto hacia la Depresión de Elche. Esta estructura se evidencia en los depósitos del Mioceno Superior que se desarrollan a lo largo del Frente de Crevillente y es probablemente debida a un funcionamiento inverso sinestral en profundidad de la Falla de Crevillente (Soria et al., 2001). Así mismo, los depósitos del Mioceno Superior y Plioceno

presentan una estructura interna en discordancias progresivas respuesta al progresivo levantamiento del frente montañoso (Estévez et al., 1991).

Por tanto, en la mayor parte de este borde, se puede considerar que la Falla de Crevillente es una falla ciega. Únicamente en el extremo occidental de la Sierra de Abanilla se observa por espacio de unos 5 kilómetros, un plano de falla inversa con cierta componente sinestral afectando a los depósitos de abanico aluvial de edades Pleistoceno Medio y Superior que parten del frente montañoso (I.G.M.E., 1978f; Montenat et al., 1990d; I.T.G.E., 1993; I.T.G.E., 1994b).

La actividad tectónica reciente de la Falla de Crevillente en este sector debe deducirse entonces de la evolución pleistocena de los sistemas de abanico aluvial que se desarrollaron en la vertiente meridional del Frente de Crevillente (sierras de Abanilla y Crevillente) como respuesta al levantamiento del mismo (Goy y Zazo, 1989). Al comienzo del Pleistoceno Inferior, coincidiendo con la retirada definitiva del mar del área que actualmente ocupa la Depresión de Elche, se instala un extenso sistema de abanicos cuyas facies distales llegaron a depositarse en áreas situadas actualmente en la margen derecha del río Segura (Goy et al., 1990), a más de 20 km al sur del actual frente montañoso. Durante el Pleistoceno Inferior-Medio el sistema aluvial anterior queda interrumpido con la generación de una serie de pliegues de gran radio a lo largo de la Depresión de Elche, que dan lugar a la aparición de la Vega Baja del Segura (cf. aptdo. 3.11.3 de la Zona ME de Cartagena).

A partir del Pleistoceno Medio en el Frente de Crevillente tiene lugar el desarrollo de un nuevo sistema de abanicos aluviales. Este sistema se desarrolla separado unos 2 km del frente montañoso marcando un cambio morfológico y de la red de drenaje importante respecto del sistema antiguo. El nivel de base del nuevo sistema se localiza mucho más cerca del frente montañoso que el anterior sistema, a unos 7-10 km del frente en un área deprimida y alargada en dirección ENE-WSW donde actualmente se localiza el Lago del Hondo y las salinas de Santa Pola. De acuerdo con Goy y Zazo (1989) las características morfológicas de los abanicos así como de la red de drenaje sugieren un levantamiento continuo del frente montañoso simultáneo con el desarrollo un surco sinclinal subsidente coincidente con la localización del actual nivel de base.

Estimación de la tasa de deslizamiento

Las tasas de levantamiento tectónico a lo largo del Frente de Crevillente desde el Tortoniense al Plioceno han sido calculadas por Soria et al. (2001) estimando para el periodo Plioceno (5,3-1,5 ma) una tasa de levantamiento variable entre 0,01-0,001 m/ka, que representa una disminución considerable en relación con tiempos anteriores. Por otra parte, Silva et al. (2003) estiman una tasa de levantamiento máximo para este periodo de 0,05 m/ka a partir de datos de elevación de terrazas marinas Tirrenienses (Goy y Zazo, 1989). Finalmente, Cuenca-Payá y Walker (1995), basándose en la altura media relativa de diferentes terrazas fluviales datadas, estiman una tasa de levantamiento regional de la zona prebética, al norte de la Falla de Crevillente, de 0,25 m/ka en los últimos 40 ka.

Considerando en conjunto todos los datos obtenidos por diferentes autores acerca del levantamiento del Frente de Crevillente, se observa que éstos varían entre 0,01 y 0,25 m/ka. El extremo inferior representa un subestimación, ya que los datos de Soria et al. (2001) no abarcan el periodo de la retirada del mar durante el Pleistoceno donde el levantamiento del Frente de Crevillente fue máximo (Goy y Zazo, 1989). Por otra parte, el extremo superior representa una sobrestimación, ya que los datos de Cuenca-Payá y Walker (1995) se refieren a un levantamiento regional, que puede estar influido por otros mecanismos geodinámicos diferentes de la actividad de la Falla de Crevillente. Por otra, parte el valor de 0,05 m/ka obtenido por Silva et al. (2003) resulta complejo de relacionar con el levantamiento del frente montañoso, ya

que el levantamiento de las terrazas marinas tirrenienses está controlado por la actividad de otras fallas diferentes (cf. aptdo. 3.11.3 de la Zona ME de Cartgena), y, además, se localizan a una distancia de unos 15 km del frente montañoso.

Dada la fuerte variabilidad que presentan los datos de levantamiento propuestos por diferentes autores, la tasa de levantamiento del Frente de Crevillente debe estimarse en relación con las características morfométricas y geomorfológicas que presenta en relación con otros frentes montañosos de las Béticas Orientales (Silva et al., 2003). De acuerdo con este autor el Frente Crevillente es de clase 2 (moderadamente activo) con tasas de levantamiento entre 0,03 y 0,07 m/ka. Estos valores pueden considerarse representativos durante el periodo Pleistoceno.

3.9.6. Análisis sismotectónico de superficie

Los epicentros sísmicos registrados se distribuyen de manera bastante uniforme por toda la zona, si bien la mayoría de los sismos con magnitudes moderadas ($m \geq 3,5$), así como los sismos históricos destructivos ($I_o \geq VII$) se concentran preferentemente en la mitad occidental y especialmente en la esquina suroccidental (**Fig. 3.17**).

La sismicidad del borde oriental de esta zona (Depresión del Vinalopó) se trata en la Zona del Prebético de Alicante (aptdo. 3.10.7.3).

3.9.6.1. Sismicidad del interior de la zona

La distribución de epicentros de sismos de magnitudes bajas en el interior de esta zona tiene lugar de un modo bastante uniforme. Sin embargo los sismos de magnitudes moderadas se distribuyen preferentemente en el sector nororiental. Dentro de este sector se han diferenciado dos agrupaciones sísmicas (**Fig. 3.17**).

Agrupación de Jumilla: La mayoría de los eventos que componen esta agrupación fueron registrados durante el periodo instrumental moderno. Dentro de éstos destacan los sismos de 1990 y 1994, con magnitudes de 3,8 y 3,6 y sentidos con intensidad IV y II en Jumilla (Murcia), respectivamente. Solamente el sismo de 1994 presenta el registro de una réplica. También hay que destacar la ocurrencia de los sismos de 1972 y 1945 de 4,2 y 4,3, respectivamente. Este último sentido con intensidad VI en Jumilla. El mecanismo focal de dos sismos de magnitud moderada (3,4 y 3,2) ocurridos el 28/11/1994 y el 05/12/1993, fue calculado por Herraiz et al. (2000) determinando un plano de falla NNW-SSE normal, y un plano de falla inversa NE-SW, respectivamente para cada evento. La distribución espacial de epicentros no marca ninguna alineación preferente que permita relacionar la localización de la sismicidad con el sistema NW-SE y fallas NE-SW de la Zona de Falla de Jumilla. La ocurrencia de la sismicidad debe relacionarse con la interacción dinámica entre ambos sistemas de fallas.

Agrupación del Norte de Cieza: Al suroeste de la agrupación anterior, se localizan cuatro epicentros de sismos con magnitudes moderadas. El sismo con magnitud mayor se localiza en el extremo oeste de la agrupación y fue registrado en 1967 con magnitud de 4,2 (I_o=III). Tres días después se registraron, en posiciones muy cercanas, dos sismos de magnitudes 3,9 (I_o=VI) y 3,5, localizados a unos 8 km del sismo anterior. Finalmente, en el extremo sur de esta agrupación se localiza un sismo de magnitud 3,5 registrado en 1993, que no presenta registro de réplicas. Si bien no es posible relacionar la ocurrencia de esta sismicidad con ninguna falla o sistema de fallas en concreto, es interesante notar que la ocurrencia de los sismos del Norte de Cieza posiblemente esté relacionada con la interacción dinámica entre fallas diferentes.

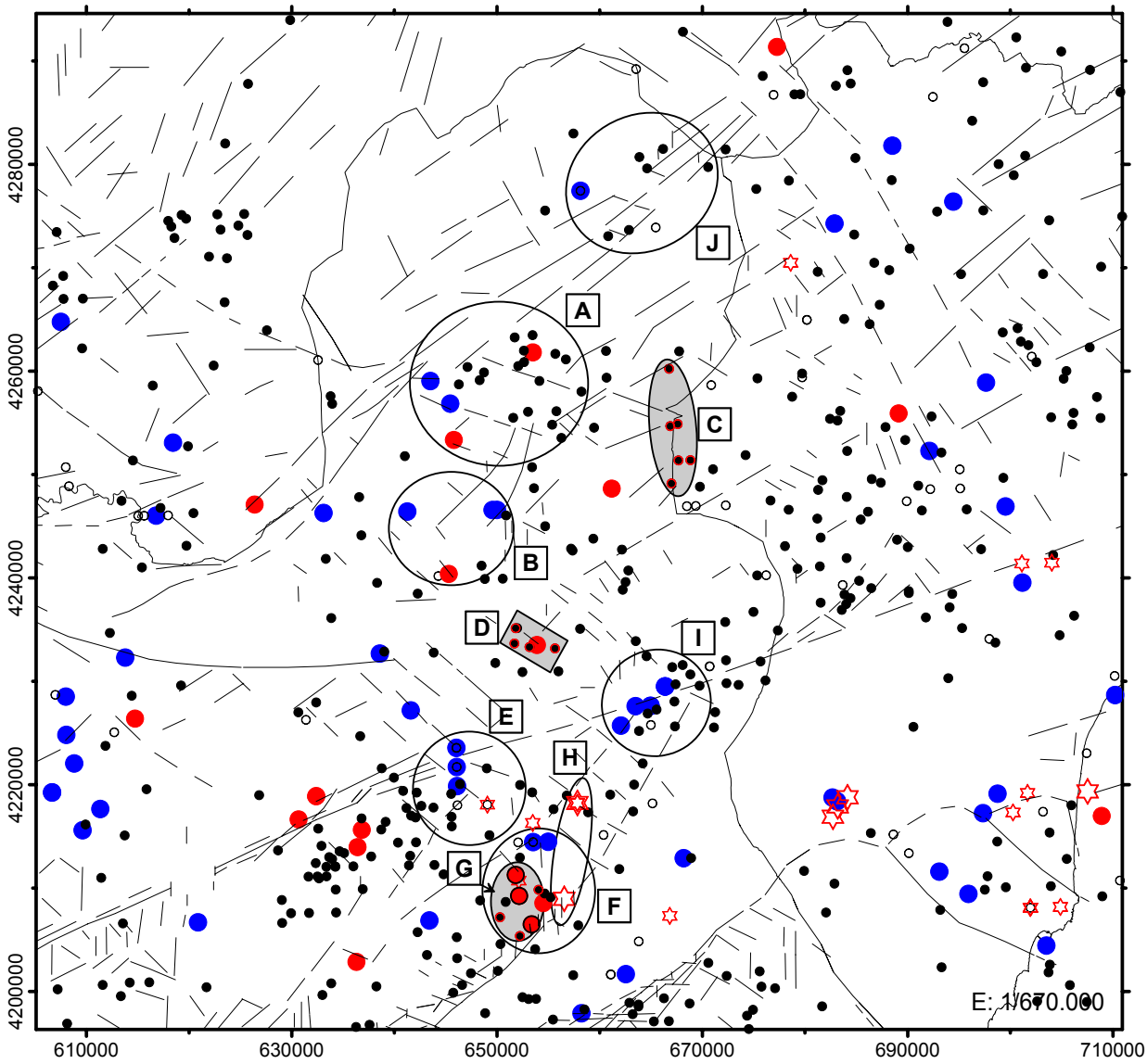


Figura 3.17. Zona Morfoestructural del Prebético de Murcia. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.16.

El resto de los epicentros distribuidos por el interior de esta zona presentan magnitudes bajas y fueron registrados en el periodo instrumental moderno. Destaca entre ellos la ocurrencia de dos series sísmicas de baja magnitud.

Serie Sísmica de El Pino de 2001: El 5 de diciembre de 2001 se registraron en un periodo no superior a dos horas, 6 eventos de magnitudes bajas (mag. máx.=2,9) en la zona de El Pino (Alicante) y SW de Jumilla (Murcia). La distribución espacial de los epicentros se produce a lo largo de una estrecha banda alargada en dirección N-S unos 10 km. El origen de esta sismicidad podría estar relacionado con la actividad de alguna falla importante de dirección general N-S. Sin embargo, y dado que los eventos se distribuyen de manera bastante irregular dentro de la alineación, parece más factible que se trate de un reajuste de esfuerzos entre fallas de los sistemas NW-SE y NE-SW presentes en las cercanías.

Serie Sísmica del Este de Cieza de 1998: Esta serie está compuesta por cuatro eventos, tres de ellos registrados el 24 de abril, y el último el 7 de mayo, con magnitudes menores de 2,6. La distribución de los epicentros se produce en dirección NW-SE dentro de un estrecha banda de unos 4 km de largo. En el interior de esta banda se localiza también un sismo de magnitud 3,5 registrado en 1986. La ocurrencia de estos terremotos debe estar relacionada con la actividad de alguna falla pequeña del sistema NW-SE que limitan el borde occidental de la Sierra de la Pila en esta zona.

3.9.6.2. Sismicidad del borde norte: Falla de Jumilla (Sector Murcia)

La distribución de epicentros sísmicos a lo largo de la Zona de Falla de Jumilla es muy escasa. Destaca únicamente la ocurrencia de dos sismos de magnitudes moderadas en el tramo occidental de la falla, y uno en el tramo oriental (**Fig. 3.17**).

En el primer caso se trata de dos sismos registrados en 1961 y 1985 de magnitudes 3,5 y 3,8 respectivamente, sin registro de réplicas. No es posible relacionar la ocurrencia de estos sismos con ninguna de las fallas cartografiadas en el área. Podría estar relacionada tanto con la actividad de la Falla de Jumilla en este tramo, como con fallas del sistema NW-SE que la cortan.

El sismo del tramo oriental fue registrado en 1931, con magnitud 4,0 y localizado en las cercanías de Yecla (Murcia), donde fue sentido con intensidad VI. Se pudo registrar una réplica de magnitud 3,3. El resto de los epicentros que se distribuyen por este tramo se corresponden con sismos de magnitudes bajas registrados en el periodo instrumental moderno (**Agrupación de Yecla**). No es posible relacionar esta sismicidad con ninguna falla concreta de las que aparecen cartografiadas en el área. La ocurrencia de sismicidad, sin embargo, debe estar controlada por las fallas NW-SE que limitan los bordes este y oeste de la depresión de Yecla y su interacción dinámica con fallas NE-SW de la Zona de Falla de Jumilla.

3.9.6.3. Sismicidad del borde oeste: Cuenca media del Segura

La distribución de epicentros en este borde se caracteriza por presentar una mayor densidad en la mitad meridional (**Fig. 3.17**). Concretamente en una área rectangular limitada al norte y sur por la prolongación de las directrices de las fallas de Crevillente y Alhama de Murcia, respectivamente. Dentro de esta área se localizan numerosos sismos de magnitudes mayores o iguales a 3,5. Esta área puede ser subdividida así mismo, en dos agrupaciones, norte y sur, representando el límite entre ellas la prolongación de la directriz de la Falla Norbética.

Agrupación Norte (entre las fallas de Crevillente y Norbética): En este sector se observan tres sismos de magnitudes 3,7 y 4,0 registrados en el periodo instrumental precario (1920-1960). Estos sismos muestran una característica alineación N-S, que, sin embargo no puede atribuirse con seguridad a ninguna falla, dado la fuerte imprecisión en la localización

epicentral de este periodo. Dentro de este grupo destaca el sismo de 1950 de magnitud 4,0, sentido en Archena con intensidad VI. El resto de la sismicidad son eventos de magnitudes bajas registradas en el periodo instrumental moderno, no siendo posible identificar ninguna serie temporal entre ellos. Por último, hay que destacar la ocurrencia de un sismo histórico de intensidad VII en Ojos (Murcia), en 1908. La ocurrencia de la sismicidad debe atribuirse a roturas en pequeñas fallas NW-SE y a su interacción con fallas ENE-WSW de la Zona de Falla de Crevillente.

Agrupación Sur (entre las fallas Norbética y Alhama de Murcia): En este sector se localizan seis epicentros de magnitud moderad (m≥3,5), así como varios terremotos históricos destructivos (I_o≥VII). La mitad de los terremotos de magnitud moderada pertenecen a la **Serie Sísmica de Alcantarilla**, registrada en 1995, con un terremoto principal de magnitud 4,1 (I_o=V-VI), y 5 réplicas registradas, dos de ellas con magnitudes de 3,5 y 3,7. Las réplicas se distribuyen en un área circular, posiblemente en relación con el alto grado de fracturación que presenta esta zona, controlado por fallas NW-SE y N-S, y las zonas de fallas Norbética y Alhama. Sin embargo, las réplicas de magnitud superior a 3,5 y el sismo principal, marcan una alineación preferente de dirección general entre NW-SE y NNW-SSE que sugiere una relación sismotectónica con fallas de los sistemas NW-SE y/o N-S. Los mecanismos focales del sismo principal y de la réplica de 3,7 han sido calculados por Herraiz et al. (2000) sin obtener resultados coherentes. En el área ocupada por las réplicas se localiza también un sismo histórico de intensidad epicentral VII (Torres de Cotillas, 1917).

El resto de la sismicidad de magnitudes moderadas en esta agrupación sur se corresponde con los sismos registrados en 1930 y 1943, de magnitudes 3,7 y 3,5 sentidos en Lorquí con intensidades de VII y V, respectivamente.

El registro de sismos históricos en esta zona ha sido muy intenso desde finales del siglo XIX, con la ocurrencia en 1883 de un sismo de intensidad VII en Ceutí. Posteriormente destacan los sismos de 21 de Marzo 1911 en Cotillas y el del 3 de Abril del mismo año en Lorquí, ambos de intensidad epicentral VIII. En el catálogo del IGN figuran registradas más de 50 réplicas, en conjunto para las dos series, que se sintieron por espacio de unos 2 meses. Estas dos series sísmicas han sido interpretada por Martínez-Díaz (1998) como una serie de terremotos compuestos. La ocurrencia del sismo de Cotillas provocaría un reajuste en el campo de esfuerzos de las fallas cercanas provocando indirectamente la ocurrencia del sismo de Lorquí. Este fenómeno estaría favorecido por el alto grado de fracturación que presenta la zona, caracterizado por la existencia de un sistema NW-SE muy penetrativo y fallas NE-SW de las zonas de falla Norbética y Alhama de Murcia.

Finalmente, en el área situada al norte de la Falla de Crevillente se localizan dos epicentros de magnitudes 4,5 y 3,8 registrados en 1936 y 1949, sentidos en Cieza y Blanca (Murcia) con intensidades de IV, respectivamente. Dado que no existe registro de réplicas no es posible discernir ninguna relación con las fallas presentes en la zona. Sin embargo, dada la situación general de los epicentros, esta sismicidad ha sido probablemente originada, por movimientos en alguna de las fallas NW-SE que controlan este borde.

3.9.6.4. Sismicidad del borde norte: Falla de Crevillente (Sector Alicante)

La distribución de epicentros a lo largo de la Zona de Falla de Crevillente no señala de modo significativo ninguna alineación de epicentros, a excepción de la agrupación sísmica que se reconoce en su extremo oeste (**Agrupación de Fortuna**) (**Fig. 3.17**). Los epicentros que componen esta agrupación se localizan en su mayoría en la Cuenca de Fortuna, coincidiendo con la convergencia profunda de las zonas de falla de Crevillente, Norbética y Alhama de Murcia. Dentro de esta agrupación se reconocen siete sismos con magnitudes mayores o iguales a 3,5 registrados entre 1941 y 1964, dentro del periodo instrumental precario. La máxima

magnitud registrada en estos sismos fue de 4,0 y la máxima intensidad epicentral de VII en Fortuna (Murcia). Ninguno de estos sismos presenta registro de réplicas. Dada la fuerte incertidumbre asociada a la localización de estos terremotos resulta poco fiable asociar la alineación NE-SW que presenta la distribución de los epicentros con la traza de la Falla de Crevillente. El resto de la sismicidad de esta agrupación son magnitudes bajas registradas prácticamente todas en el periodo instrumental moderno sin que se distinga ninguna serie sísmica que confirme ésta u otra alineación. Herraiz et al. (2000) han calculado el mecanismo focal del evento ocurrido el 04/08/1994 (m_b=3,4) como de tipo extensional con componente de desgarre, pero sin obtener un resultado coherente en cuando a la dirección de la falla causante. Por tanto, la ocurrencia de la sismicidad que compone esta agrupación puede estar asociada tanto a pequeñas fallas NE-SW de las zonas de falla ocultas de Crevillente, Norbética y Alhama de Murcia como a fallas del sistema NW-SE.

El resto de los epicentros que se localizan en las cercanías o en la propia traza oculta de la Falla de Crevillente se corresponden con sismos de magnitudes bajas sin que se distinga ninguna alineación preferente.

3.9.7. Resumen y resultados

3.9.7.1. Sistemas de fallas del interior

En el interior de esta zona se han reconocido dos sistemas principales de fallas, ENE-WSW a NE-SW y NW-SE, y un sistema N-S mucho menos representado. Las evidencias de actividad tectónica cuaternaria de ambos sistemas de fallas señalan que ésta ha debido ser bastante baja desde el Pleistoceno Medio en adelante. Sin embargo, la localización de agrupaciones sísmicas, así como la identificación de series temporales de eventos de baja magnitud, indican que algunas fallas del sistema NW-SE presentan actividad sísmica en la actualidad (Serie Sísmica del Este de Cieza de 1990). Las máximas magnitudes registradas de eventos que puedan relacionarse con este sistema son de 4,1.

De acuerdo con la longitud máxima que presentan las trazas en superficie de las fallas del sistema NW-SE, de unos 10 km, la magnitud de un sismo que rompiera toda la longitud superficial de la falla se puede estimar en 6,24 (Wells y Coppersmith, 1994). El periodo de recurrencia de tales eventos debe ser de al menos varias decenas de miles de años. El desarrollo de estudios específicos de tectónica activa en fallas de este sistema permitirían realizar estimaciones del periodo de recurrencia más precisas.

Finalmente, si bien no se ha podido relacionar la distribución de la sismicidad con las fallas del sistema ENE-WSW a NE-SW si se ha podido constatar la distribución preferente que ésta presenta en las zonas de cruce tectónico con fallas del sistema NW-SE (e.g.: Agrupación de Jumilla). La ocurrencia de sismicidad en estas zonas debe atribuirse a reajustes dinámicos entre fallas de ambos sistemas.

3.9.7.2. Falla de Jumilla (Sector Murcia)

Las evidencias directas de actividad tectónica reciente relacionadas con esta zona de falla alcanzan tan solo hasta el Pliocuaternario en los segmentos Calasparra-Jumilla y Jumilla-Yecla; mientras que en el segmento Yecla-Caudete se han reconocido deformaciones en materiales de edad Pleistoceno Medio-Superior (I.G.M.E., 1978b).

La Falla de Jumilla presenta una escasa distribución de epicentros a lo largo de los aproximadamente 80 km de longitud que presenta en esta zona. La única concentración de epicentros destacable localizada sobre la zona de falla se localiza en la depresión de Yecla (Agrupación de Yecla). En este área la Falla de Jumilla es cortada por una serie de fallas del

sistema NW-SE. La distribución irregular de la sismicidad así como la inexistencia de series sísmicas con réplicas registradas, no permite deducir asociaciones sismotectónicas claras ni con la Zona de Falla de Jumilla en esta zona, ni con las fallas del sistema NW-SE. La ocurrencia de esta sismicidad puede estar relacionada con reajustes dinámicos entre fallas de ambos sistemas.

De acuerdo con las longitudes máximas que presentan las trazas superficiales de la Falla de Jumilla en los segmentos Calasparra-Jumilla, Jumilla-Yecla y Yecla-Caudete, entre 5-10 km, 10 y 10 km, respectivamente, la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta longitud puede estimarse en 5,89-6,22, 6,22 y 6,22 (Wells y Coppersmith, 1994). A falta de investigaciones de mayor detalle, especialmente en el segmento Yecla-Caudete, la recurrencia de tales eventos debe asumirse en al menos varias decenas de miles de años.

3.9.7.3. Sistema de fallas NW-SE de la Cuenca media del Segura

Las evidencias de actividad tectónica reciente relacionadas con este sistema de fallas indican que al menos han sido activas durante el Pleistoceno Inferior-Medio (I.T.G.E., 1993). La falta de evidencias de deformaciones mas recientes contrasta con la gran densidad de epicentros sísmicos, especialmente de magnitudes moderadas, que se localizan en esta zona. Así mismo, las poblaciones, especialmente las de la parte más meridional, han registrado un importante número de sismos históricos destructores ($I_o \geq$VII).

La ocurrencia de sismicidad en este borde no puede relacionarse con la existencia de un accidente principal, sino con el alto grado de fracturación presente en la zona. La alta tectonización es resultado de la coalescencia de tres zonas de falla principales de las Cordilleras Béticas (Crevillente, Norbética y Alhama de Murcia) unido a la existencia de un sistema de fallas NW-SE muy penetrativo.

Las características tectónicas de esta zona, apoyadas por el análisis de la distribución espacial de los epicentros que componen la serie sísmica más importante registrada en esta zona (Serie Sísmica de Alcantarilla, cf. 3.9.6.3), indican que la ocurrencia de sismicidad debe estar controlada por reajustes en el campo de esfuerzos local inducidos por la interacción dinámica entre movimientos de fallas de diferentes sistemas. Así mismo, esta dinámica debe ser la responsable de la ocurrencia de series de terremotos compuestos. Estas series están compuestas por más de un sismo principal, que ocurren en un corto espacio de tiempo, pero se localizan a una cierta distancia espacial que los identifica. Este fenómeno parece haber sido el responsable de la ocurrencia de los sismos del Norte de Cieza de 1967 (cf. 3.9.6.1) y los históricos de Lorquí y Cotillas en 1911 (cf. 3.9.6.3.).

De acuerdo con la longitud máxima que presenta la traza superficial de las fallas del sistema NW-SE, de unos 5 km, la magnitud momento que podría generarse de una rotura superficial equivalente, se puede estimar en 5,89 (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con la edad de las últimas deformaciones reconocidas el periodo de recurrencia de tales eventos debe asumirse en al menos varias decenas de miles años.

3.9.7.4. Falla de Crevillente (Sector Alicante)

Las evidencias mas recientes y directas de actividad tectónica de la Falla de Crevillente se localizan en la vertiente sur de la Sierra de Abanilla donde la falla deforma depósitos de edades Pleistoceno Medio y Superior (I.T.G.E., 1993). En el resto de este borde la Falla de Crevillente presenta características de falla ciega y por tanto la actividad tectónica reciente se ha deducido de la evolución de los sistemas de abanicos aluviales cuaternarios de la Depresión de Elche en relación con el levantamiento del frente montañoso (Goy y Zazo, 1989). El levantamiento de este frente fue máximo durante el Pleistoceno Inferior para posteriormente atenuarse durante el

Pleistoceno Medio y Superior. La tasa de levantamiento del frente montañoso durante este último periodo debe situarse en el rango 0,03-0,07 m/ka (Silva et al., 2003).

La distribución de epicentros a lo largo de la Zona de Falla de Crevillente no señala de modo significativo ninguna alineación de epicentros, a excepción de la agrupación sísmica que se reconoce en su prolongación occidental a través de los depósitos neógenos de la Cuenca de Fortuna (Agrupación de Fortuna). Sin embargo, la fuerte incertidumbre asociada a la localización de estos sismos así como a la existencia en la zona de un fuerte grado de tectonización, debido a la coalescencia de las zonas de falla de Crevillente, Norbética y Alhama de Murcia y al sistema NW-SE, indican que esta sismicidad no puede relacionarse unívocamente con la Falla de Crevillente sino con la interacción dinámica entre las fallas de los sistemas descritos.

Considerando los aproximadamente 30 km de longitud que presentaría la proyección en superficie de la Falla de Crevillente desde Abanilla hasta el río Vinalopó, se puede estimar que un sismo que rompiera toda esta longitud tendría una magnitud momento de 6,79 (Wells y Coppersmith, 1994). Teniendo en cuenta que las evidencias de actividad más recientes no alcanzan el Holoceno, el periodo de recurrencia de tal evento debe de asumirse en más de 10 ka. A partir del dato de magnitud máxima y asumiendo que la tasa de deslizamiento neta de esta falla es fundamentalmente en la vertical (con un valor máximo de 0,07 m/ka) se pueden realizar una serie de estimaciones indirectas de la recurrencia media de tales eventos (cf. 3.2.5), obteniéndose finalmente un valor comprendido entre 20.000 y 45.000 años. **Tabla 3.4**). La realización de estudios paleosísmicos en este segmento de la Falla de Crevillente, especialmente en la zona de Abanilla donde la falla aflora en superficie, posiblemente redujeran la incertidumbre de estos valores de modo importante.

Falla de Crevillente (Sector Alicante) Segmento:	**M**	Métodos			Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
		Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons		
Abanilla-Río Vinalopó	6,79	[18.311 – 48.162]	41.784	20.000	> 10.000	20.000 – 45.000

Tabla 3.4. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) del segmento "Abanilla-Río Vinalopó" de la Falla de Crevillente (Sector Alicante) a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

3.10. ZONA ME DEL PREBÉTICO DE ALICANTE

3.10.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona se sitúa en la mitad nororiental de la provincia de Alicante y la franja meridional limítrofe de la de Valencia (**Fig. 3.18**). Dentro del marco geológico regional de las Cordilleras Béticas esta zona comprende la parte más oriental de las Zonas Externas. En su interior se localizan las unidades del Prebético Externo e Interno, situadas, aproximadamente, en la mitad norte y sur, respectivamente, de esta zona.

La estructura tectónica del Prebético Externo se caracteriza por el desarrollo de grandes anticlinales ENE-WSW en materiales calizos mesozoicos y paleógenos, coincidentes con las principales alineaciones de las sierras, que cabalgan hacia el norte sobre amplias cuencas sinclinales rellenas sintectónicamente de depósitos margosos neógenos.

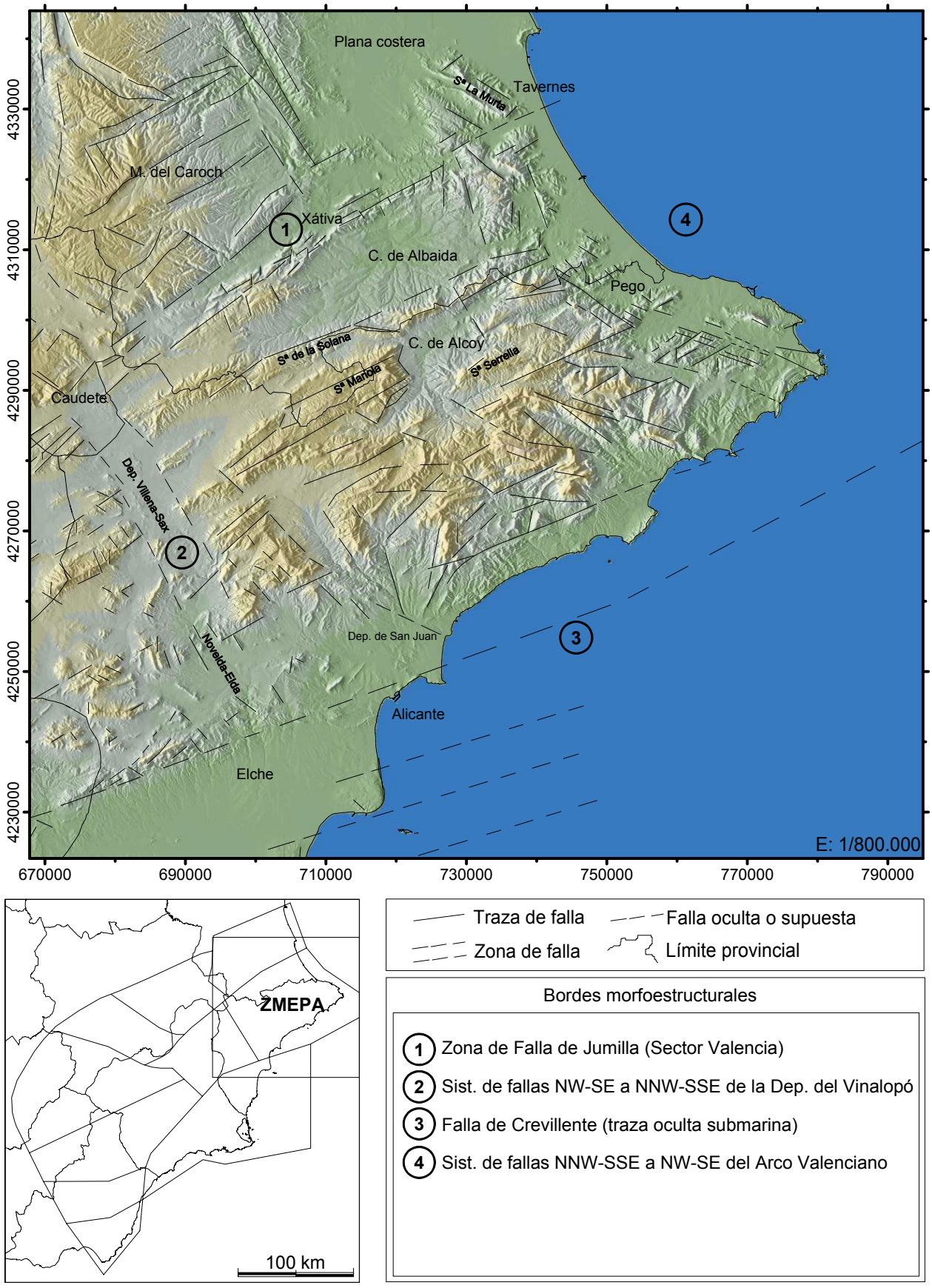


Figura 3.18. Zona Morfoestructural del Prebético de Alicante. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

Esta estructura se presenta interrumpida por la aparición de un sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE que controla, en parte, la aparición de las extensas cuencas intermontanas de Alcoy y Albaida. El Prebético Interno presenta una estructura mucho más apretada y desorganizada que la del Prebético Externo, distinguiéndose plegamientos en direcciones ENE-WSW, NE-SW y NW-SE. Así mismo, destaca la aparición de estrechas depresiones controladas por fallas de dirección NW-SE y NNW-SSE. En el interior de muchas de estas cuencas afloran importantes masas diapíricas triásicas.

Las diferencias morfoestructurales que presentan el Prebético Externo e Interno pueden ser atribuidas a las diferentes litologías que componen estas unidades. El Prebético Externo está compuesto por una potente cobertera de materiales calizos compactos con un comportamiento frente a la deformación competente. Sin embargo, el Prebético Interno está compuesto principalmente por litologías margosas, menos competentes, y presenta además una cobertera más delgada. Estas condiciones, han favorecido, así mismo, una mayor incidencia de los fenómenos de diapirismo con la consiguiente desorganización estructural que conllevan.

La evolución tectónica de esta zona comienza con la formación de la plataforma marina mesozoica sobre el antiguo margen de Iberia en un ambiente tectónico extensional (García-Hernández et al., 1980). A favor de fracturas heredadas del zócalo hercínico se produciría, a comienzos del Cretácico, el ascenso de las masas diapíricas mas importantes de la zona (De Ruig, 1992). La actividad de la mayoría de estos diapiros ha perseverado a lo largo de las siguientes etapas tectónicas y en algunos casos alcanza hasta el Cuaternario, como se verá más adelante.

La estructura extensional de la plataforma marina mesozoica se ve interrumpida a comienzos del Burdigaliense por los efectos compresivos del emplazamiento de las Zonas Internas Béticas en dirección NNW-SSE (De Ruig, 1992; Montenat et al., 1996). A favor de esta compresión se desarrolla un cinturón de pliegues y cabalgamientos. El grado de apretamiento evoluciona de mayor a menor desde el Prebético Interno al Externo. A comienzos del Serravaliense se produce una rotación de la dirección de máximo acortamiento hacia NW-SE que provoca el rejuego como corredores de desgarre dextroso de las principales fallas ENE-WSW heredadas de la etapa anterior. Así mismo se desarrollan nuevos sistemas de fallas de direcciones NW-SE a NNW-SSE. Finalmente, a finales del Tortoniense se registra la paulatina emersión de todo el área en un ambiente tectónico extensional, y el comienzo de la sedimentación continental a favor de las estructuras sinclinales heredadas así como en las depresiones formadas durante la tectónica de desgarre.

Dentro de esta zona se distinguen tres accidentes tectónicos principales que además definen el paso a otras zonas morfoestructurales diferentes. El borde norte está representado por el final de los plegamientos de dirección bética y el paso, por el oeste, a la plataforma tabular del Macizo del Caroch, y, por el este, a la vega del Júcar y relieves con marcada directriz Ibérica (Sierra de la Murta). A lo largo de este borde discurre la continuación oriental de la Zona de Falla de Jumilla (Sector Valencia) (cf. 3.9).

El borde oriental de esta zona está definido por la depresión del Vinalopó en sentido amplio. Esta depresión está compuesta en realidad por la alineación NNW-SSE de varias subdepresiones: Caudete, Villena-Sax y Novelda-Elda. En el interior de estas depresiones se localizan extensas masas de materiales triásicos de origen diapírico. La depresión del Vinalopó constituye la expresión en superficie de un accidente de basamento a favor del cual se ha favorecido el ascenso de grandes masas diapíricas triásicas (Rodríguez-Estrella, 1977). Desde el punto de vista fisiográfico la depresión del Vinalopó separa dos dominios con características morfológicas muy diferentes. Al oeste, en la zona del Prebético de Murcia, la gran mayoría de las depresiones intermontanas son de carácter endorreico con gran desarrollo de superficies de glacis. Estas características contrastan fuertemente con las que presenta el interior del Prebético

de Alicante, donde prácticamente todas las depresiones presentan una red de drenaje fuertemente encajada y drenan a un cauce principal con nivel de base en el mar mediterráneo.

Finalmente los bordes oriental y meridional de esta zona están definidos por el paso al mar Mediterráneo. Éste tiene lugar, en el borde oriental, a través de un sistema de fallas normales NNW-SSE a NW-SE que limitan los relieves del interior con la plana costera. La aparición de este sistema de fallas en el Prebético de Alicante se relaciona con el ambiente geodinámico extensional impuesto por el Surco Valenciano desde al menos el Tortoniense (Roca y Guimerà, 1992; De Ruig, 1992). Por el contrario, la transición al mar en el borde meridional se produce de manera mucho más brusca. En la parte submarina de este borde se localiza la prolongación de la directriz de la Falla de Crevillente.

3.10.2. Sistemas de fallas del interior

En el interior de esta zona se reconocen dos sistemas principales de fallas: ENE-WSW a NE-SW y NW-SE a NNW-SSE (**Fig. 3.18**).

El sistema ENE-WSW se asocia frecuentemente con los frentes montañosos de las serranías del interior. La traza superficial de estas fallas no supera por lo general los 15 km, si bien algunas alcanzan los 20 km. El sistema ENE-WSW limita, así mismo, los bordes norte y sur de las cuencas de Albaida y Alcoy, donde se concentran las evidencias de actividad tectónica más recientes de esta zona.

En la Cuenca de Alcoy, entre la población del mismo nombre y Cocentaina, en la vertiente sur de la Sierra Mariola, se localiza una falla NE-SW de al menos 6 km de longitud (Falla de Alcoy-Cocentaina) que a lo largo de su traza deforma con cinemática sinestral transpresiva depósitos de abanicos aluviales de edad Pleistoceno Inferior-Medio (Goy et al., 1989b; García-Mayordomo, 1998). Por otra parte, el trazado de los barrancos que bajan de la Sierra Mariola presentan importantes desplazamientos al cruzar la traza superficial de la falla. Esta anomalía geomorfológica evidencia la posible continuidad de la actividad de la Falla de Alcoy-Cocentaina durante el Pleistoceno Superior. Por último, en el extremo occidental de Loma Redonda se ha identificado un sistema de pequeñas fallas inversas direccionales de similar dirección que afectan a depósitos de abanico aluvial Pleistoceno Inferior-Medio (Goy et al., 1989b).

Por otra parte, en la Cuenca de Albaida, destaca el frente montañoso de unos 15 km de longitud que discurre a lo largo de la Sierra de La Solana, al sur de Ontinyent, hasta aproximadamente la población de Agullent (Falla de Ontinyent). Este frente, de marcado carácter lineal, supone un desnivel de entre 200-300 m respecto al borde de la depresión de Albaida y presenta pendientes superiores al 30%. Está desarrollado sobre materiales calizos cretácicos y, en su parte final, sobre conglomerados Oligocenos. No se han encontrado evidencias explícitas en la literatura sobre la actividad tectónica reciente de la Falla de Ontinyent, pero dadas las características morfológicas de linearidad, pendientes y continuidad que presenta el frente montañoso controlado por la falla, debe suponerse que la actividad de ésta alcanza al menos el Pleistoceno Inferior-Medio y posiblemente también el Pleistoceno Superior.

Finalmente, en la Depresión de San Juan se han cartografiado pequeñas fallas ENE-WSW, de longitud en torno a los 3 km, cortando depósitos pliocuaternarios (I.G.M.E., 1978e).

El segundo sistema principal de fallas presenta direcciones variables entre NW-SE y NNW-SSE, y una distribución bastante uniforme en toda la región. La longitud de las trazas superficiales de estas fallas varía entre 5 y 10 km, situándose las de mayor longitud en la parte del Prebético Interno. Este sistema de fallas limita, en parte, los bordes occidental y oriental de las depresiones de Albaida y Alcoy, respectivamente. En la Cuenca de Alcoy destaca la

actividad reciente de las fallas de Mariola y Benasau (Pierson d'Autrey, 1987). La Falla de Mariola (o de Muro de Alcoy) se localiza en el borde occidental de la cuenca de Alcoy y supone la brusca terminación de la Sierra de Mariola provocando un desnivel de más de 800 m a lo largo de unos 6 km. El plano de falla principal coincide con el frente montañoso, de marcado carácter rectilíneo, y presenta una cinemática de falla normal. Los abanicos aluviales pliocuaternarios desarrollados al pie de la sierra presentan geometrías deformadas y una extensa terraza travertínica está basculada hacia el plano de falla (García-Mayordomo, 1998). Por otra parte, la Falla de Benasau, localizada en el extremo suroeste de la Cuenca de Alcoy, supone la brusca terminación occidental de la Sierra Serrella provocando un desnivel de unos 700 m a lo largo de aproximadamente 2 km. Las características del plano de falla así como del frente montañoso son muy similares a las de la Falla de Mariola. Asociados al plano de falla principal se han desarrollado una serie de conos coluviales cuaternarios que presentan fallamientos y basculamientos relacionados con desplazamientos normales del plano de falla principal (García-Mayordomo et al., 2002). Por último, en el extremo suroccidental de la Cuenca de Alcoy, en el borde septentrional del relieve de la Font Roja, se ha identificado una falla de unos 5 km de longitud con dirección N100º que afecta coluviones de edad Pleistoceno Superior (Goy et al., 1989b).

El sistema NW-SE a NNW-SSWE controla, en el Prebético Interno, la aparición de la mayoría de las depresiones intermontanas, las cuales presentan en su interior extensos diapiros. Los bordes montañosos de estas depresiones tienen un alto grado de sinusoidad y están controlados por el sistema de fallas NNW-SSE y NW-SE. Estas fallas presentan longitudes por lo general menores de 7 km y en algunos casos afectan a depósitos cuaternarios indiferenciados (I.G.M.E., 1978c). Posiblemente estas fallas hayan sido generadas como fracturación secundaria asociada a un accidente de basamento a favor del cual habrían ascendido los diapiros. Los depósitos cuaternarios localizados en los bordes de las masas diapíricas muestran, frecuentemente, buzamientos fuertes o anómalos, (I.G.M.E., 1978c,c y 1981d) evidenciando la continuidad de la actividad diapírica durante al menos el Pleistoceno Inferior-Medio.

Finalmente, el margen costero meridional de esta zona presenta una línea de costa compuesta por una sucesión de tramos acantilados y bahías arenosas. En alguna de estas bahías se ha constatado el control en la sedimentación ejercido por pequeñas fallas NW-SE y NE-SW cuya actividad alcanza como mínimo hasta comienzos del Pleistoceno Medio (Viñas y Fumanal, 1995; Rey y Fumanal, 1996; Fumanal et al., 1993a,b).

3.10.3. Borde norte: Falla de Jumilla (Sector Valencia)

A lo largo del borde norte de esta zona discurre la prolongación oriental de la Falla de Jumilla (Rodríguez-Estrella, 1977) (**Fig. 3.18**). Esta falla representa una discontinuidad de carácter cortical, como se discutió al hablar del borde norte de la Zona ME del Prebético de Murcia (cf. 3.9.3).

La directriz general de la Falla de Jumilla en esta zona puede dividirse en dos segmentos principales de acuerdo con la variación en la orientación de la traza de las fallas y en el control morfológico sobre el relieve. El segmento occidental, o Caudete-Xátiva (45 km), presenta una orientación NE-SW y está compuesto por un sistema complejo de fallas anastomosadas de unos 5 km de ancho, donde se pueden distinguir trazas superficiales con continuidades de hasta 10 km de longitud. La expresión morfológica de la Falla de Jumilla se reconoce claramente en los materiales competentes mesozoicos que forman la Sierra Grossa. Sin embargo, en las depresiones rellenas de sedimentos margosos neógenos es muy difícil observar su traza en superficie. En algunos casos supone un límite de frente montañoso muy rectilíneo, si bien este hecho puede ser simplemente atribuido a un efecto de erosión diferencial entre materiales duros calizos y blandos margosos.

El segmento oriental, Xátiva-Tavernes (30 km), presenta una orientación general ENE-WSW. Está compuesto por fallas de menor longitud (entre 5 y 10 km) que en el tramo occidental y además éstas presentan una expresión morfológica en superficie menor. La brusca terminación de la Sierra de la Murta, al este, permite extender esta zona de falla hacia la plana costera. Algunos autores consideran la continuidad de la zona de falla hacia el interior del mar mediterráneo (Díaz del Río et al., 1986).

Solamente se han encontrado evidencias de actividad tectónica reciente en el segmento Xátiva-Tavernes, concretamente en las deformaciones que presentan los abanicos aluviales de edad Pleistoceno Medio-Superior de la terminación meridional de la Sierra de La Murta (Goy et al., 1987).

3.10.4. Borde oeste: Depresión del Vinalopó

La depresión del Vinalopó puede considerarse compuesta en realidad por la alineación NNW-SSE de las depresiones de: Caudete, Villena-Sax y Novelda-Elda (**Fig. 3.18**). El desarrollo actual del río Vinalopó, que discurre por todas estas depresiones a excepción de la de Caudete, tendría lugar hace tan solo unos 35 ka (Cuenca-Payá y Walker, 1976).

La depresión del Vinalopó constituye la expresión en superficie de un accidente de basamento a favor de la cual se ha favorecido el ascenso de grandes masas diapíricas triásicas (Rodríguez-Estrella, 1977). Sin embargo, a lo largo de ella no es posible reconocer la traza de ninguna falla principal, sino un sistema de pequeñas fallas NW-SE, de longitudes por lo general menores de 5 km, que controlan los bordes montañosos de esta compleja depresión.

En las depresiones de Caudete y Villena-Sax los frentes montañosos presentan un alto índice de sinuosidad y el desarrollo de una superficie de glacis muy continua de edad Pleistoceno Medio. Ambas características son indicativas de velocidades de levantamiento bajas-muy bajas (Keller y Pinter, 1996; Silva et al., 2003). Algunos depósitos cuaternarios de la depresión de Villena-Sax presentan fuertes buzamientos en las cercanías de las masas diapíricas (I.G.M.E., 1978d).

En la depresión de Novelda-Elda el control tectónico sobre los bordes montañosos es más visible, localizándose en algunos de ellos pequeñas fallas NW-SE y NNW-SSE de longitudes menores de 5 km que afectan a depósitos cuaternarios de ladera de edad indiferenciada (I.G.M.E., 1978c). Así mismo, se reconocen dos superficies de glacis, ambas desmanteladas. El glacis superior tiene una edad Pleistoceno Medio (ca 480 ka) y puede correlacionarse con el que aparece en la depresión de Villena-Sax (I.G.M.E., 1978c; Cuenca-Payá y Walker, 1995). El glacis inferior, de edad probable Pleistoceno Superior (ca 140 ka) sería posteriormente desmantelado con el desarrollo actual del río Vinalopó (Cuenca-Payá y Walker, 1976 y 1995). Finalmente, en el diapiro situado al norte de Monóvar se han reconocido importantes saltos de cota en la superficie del glacis superior, así como basculamientos en las terrazas cuaternarias cercanas, que se han relacionado con el movimiento de levantamiento diapírico (I.G.M.E., 1978c).

Las evidencias más claras de actividad tectónica reciente parecen concentrarse en la parte sur de la Depresión del Vinalopó, en relación con las pequeñas fallas NW-SE y NNW-SSE de la depresión de Novelda-Elda que afectan a depósitos cuaternarios de ladera. La actividad de estas fallas debe alcanzar como mínimo el Pleistoceno Medio y posiblemente el Superior. Estudios de detalle, enfocados a estudiar la relación de estas fallas con los sistemas de glacis datados por Cuenca-Payá y Walker (1976 y 1995), permitiría realizar estimaciones mas precisas.

Por último hay que destacar que las grandes masas diapíricas han sido activas al menos durante el Pleistoceno Medio, y posiblemente también durante el Pleistoceno Superior. Esta

actividad no puede relacionarse con el funcionamiento activo de fallas que generen liberaciones súbitas de energía elástica, sino con movimientos de creep a favor de zonas de la cobertera debilitadas.

3.10.5. Borde meridional: Falla de Crevillente (Traza submarina)

Prácticamente toda la longitud de este borde se desarrolla en la plataforma continental de la costa meridional de Alicante, a lo largo de la cual discurre la prolongación oriental de la Zona de Falla de Crevillente (**Fig. 3.18**). Dentro de este borde la Falla de Crevillente únicamente se localiza en continente en el sector que va desde el río Vinalopó hasta la ciudad de Alicante. En este sector la Falla de Crevillente presenta características de falla inversa sinestral ciega, como se describió con más detalle en la Zona del Prebético de Murcia (cf. 3.9.5). La única evidencia de actividad reciente, que podría estar relacionada en parte con movimientos de la Falla de Crevillente en este tramo, son estructuras de deformación de origen sísmico (sismitas) encontradas en depósitos del Pleistoceno Inferior-Medio de la Sierra del Colmenar (Alfaro et al., 1999).

El principal accidente tectónico que controla la margen costera meridional está constituido por la continuación de la Zona de Falla de Crevillente a través de la plataforma continental de Alicante. Las características que presenta la prolongación submarina de la Falla de Crevillente contrastan fuertemente con la estructura de falla inversa, así como con la actividad tectónica reciente, que se deducían en la parte continental de esta falla (cf. aptdos. 3.8.3 y 3.9.5 de las zonas ME Central Bética y del Prebético de Murcia, respectivamente).

La prolongación submarina de la falla se sitúa aproximadamente a unos 10 km de la costa y con dirección subparalela a la misma. Mediante perfiles de sísmica de reflexión ha sido interpretada como una zona de fallas normales que limita la extensión norte de la Fosa de Alicante desarrollada sobre el basamento de las Zonas Externas Béticas, continuación submarina de la Depresión de Elche (I.T.G.E., 1994a). Esta fosa, de unos 10-25 km de ancho por al menos 80 km de largo, está rellena de materiales neógenos y pliocuaternarios; estos últimos rebasan el borde noroeste de la fosa y determinan una morfología planar del fondo submarino. El sistema de fallas normales, que componen la Zona de Falla de Crevillente, no llega a afectar a los depósitos pliocuaternarios (I.T.G.E., 1994a; Rey et al., 1993 en Yébenes et al., 2002).

3.10.6. Borde oriental: Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE

El borde oriental de esta zona viene definido por la transición de los relieves prebéticos a la plana costera y finalmente al mar Mediterráneo (**Fig. 3.18**). Esta transición está controlada por un sistema de fallas normales con direcciones de marcado paralelismo a la línea de costa que conforman un arco de más de 50 km de longitud. La dirección subparalela de estas fallas a la línea de costa y su estructura en graderío hacia el este refleja la estructura detectada por geofísica en la plataforma marina valenciana (Díaz del Río et al., 1986; Goy et al., 1987). Las longitudes que presentan las trazas superficiales de estas fallas varían entre los 5 y 10 km. En algunos casos sus directrices pueden seguirse por distancias mayores.

El funcionamiento de estas fallas normales debió ser muy activo desde el Plioceno y todo el periodo Pleistoceno, como se desprende de las altas tasas de subsidencia que presenta en general toda la plana costera y en especial las pequeñas cuencas formadas en la intersección de este sistema de fallas normales con los accidentes de orientación ENE prebéticos (Goy et al., 1987; Dupré et al., 1988; Rey y Fumanal, 1996).

La actividad tectónica de estas fallas debe inferirse a partir de las características morfológicas que presentan los frentes montañosos que limitan, que es donde se reconoce con

facilidad la continuidad de sus trazas superficiales. Los frentes montañosos presentan un importante grado de sinuosidad indicativo de tasas de levantamiento reciente bajas-muy bajas (Silva et al., 2003). Así mismo, en los trabajos de cartografía geomorfológica regional del área se ha constatado una falta de evidencias de deformaciones tectónicas recientes asociadas a estos frentes montañosos (I.G.M.E., 1975, 1982b). Sin embargo, es posible que esta falta de evidencias esté relacionada con la alta tasa de sedimentación que presenta la plana costera durante el Cuaternario, y que las fallas más activas se encuentren actualmente fosilizadas por la cobertera sedimentaria más moderna (Pleistoceno Superior-Holoceno). En la plataforma continental, este mismo sistema de fallas afecta depósitos pliocuaternarios (Díaz del Río et al., 1986; Goy et al., 1987).

3.10.7. Análisis sismotectónico de superficie

La sismicidad de esta zona destaca respecto a otras por el gran número de epicentros de terremotos con magnitudes moderadas, así como por la localización de varios sismos históricos destructores, registrados en su interior y bordes (**Fig. 3.19**).

3.10.7.1. Sismicidad del interior de la zona

La distribución de epicentros sísmicos en el interior de esta zona es bastante uniforme, a excepción de la franja costera suroriental de la provincia de Alicante que destaca por la bajísima representación de sismos localizados en su interior.

Dentro de esta zona se han reconocido tres agrupaciones sísmicas (Ontinyent, Alcoy y Xátiva) y dos series sísmicas (Ontinyent 1994 y Elda 2001) (**Fig. 3.19**).

Agrupación de Ontinyent: En el interior de esta agrupación se pueden reconocer seis epicentros de terremotos con magnitudes entre 3,6 y 4,8, registrados todos ellos en el periodo instrumental precario. Destaca la serie de 1945 con un evento principal de magnitud 4,8 sentido con intensidad VII en Ontinyent. Las réplicas de esta serie no han podido ser localizadas situándose todas sobre el evento principal. El resto de los sismos que componen esta agrupación fueron registrados en el periodo instrumental moderno y ninguno supera la magnitud 3,5. De entre ellos destaca la **Serie Sísmica de Ontinyent de 1994**. Esta serie tuvo lugar durante el 14 y 13 de diciembre de 1994 y está compuesta por 5 eventos con magnitudes entre 3,2 y 2,4. La distribución espacial de los epicentros marca una clara alineación ENE-WSW, de unos 12 km de longitud, paralela a la Falla de Ontinyent. La ocurrencia de esta serie, por tanto, debe relacionarse con la actividad sísmica de la Falla de Ontinyent. Así mismo, y dado que esta falla es el principal accidente tectónico cartografiado en el área, la ocurrencia de los eventos del periodo instrumental precario también pueden relacionarse con movimientos en la Falla de Ontinyent. De igual modo, el sismo histórico de 1258 de intensidad VIII en Ontinyent (Valencia) (Bisbal Cervelló, 1984) debe relacionarse con la actividad de esta falla.

Agrupación de Alcoy: Prácticamente todos los sismos que componen esta agrupación tuvieron lugar durante el periodo histórico. Destaca concretamente el sismo de 1547 sentido con intensidad VIII en Cocentaina (Alicante) (Bisbal Cervelló, 1984), y los de 1645 y 1620 de IX y VIII en Alcoy (Alicante). La sismicidad instrumental está tan solo representada por dos epicentros registrados en 1947 y 1955, de magnitudes 3,7 y 3,1, respectivamente. Destaca la nula localización de sismos registrados con posterioridad a 1955. La ocurrencia de los sismos históricos de Alcoy y Cocentaina debe relacionarse con la actividad de fallas muy cercanas a ambas poblaciones. En este sentido, la falla más activa en este área es la Falla de Alcoy-Cocentaina.

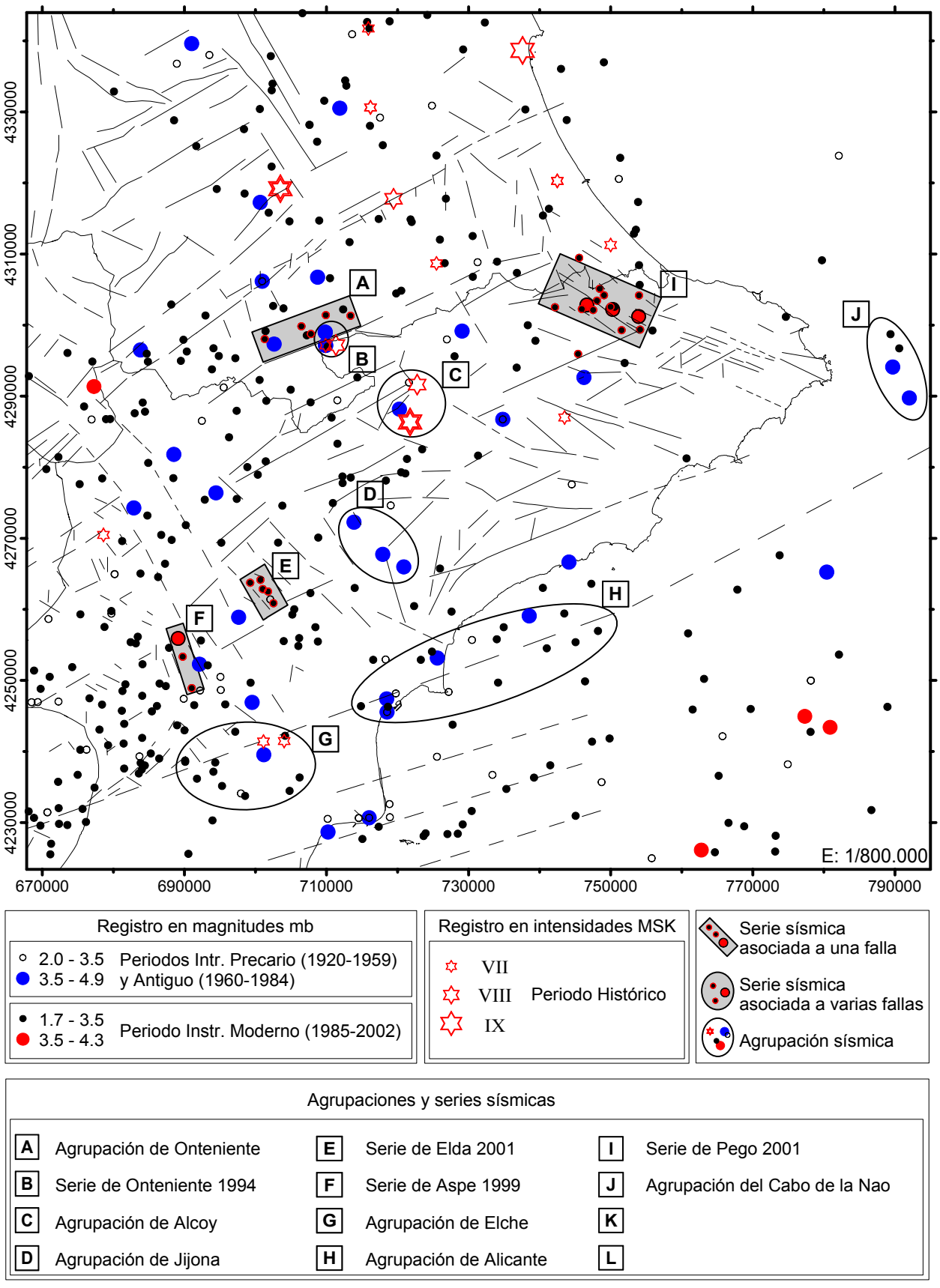


Figura 3.19. Zona Morfoestructural del Prebético de Alicante. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.18.

Agrupación de Jijona: Esta agrupación está definida en base a la característica alineación NNW-SSE que señalan tres epicentros registrados en 1927, 1941 y 1967, con magnitudes de 3,8 y 3,7, respectivamente, y sentidos con intensidades máximas de III-IV en Jijona (Alicante). Dada la baja precisión en la localización de estos terremotos no es posible establecer ninguna relación entre la ocurrencia de esta sismicidad con las fallas del sistema NW-SE cartografiadas en el área.

Finalmente, a través del análisis de las relaciones espacio temporales entre los sismos localizados en el interior de esta zona, se ha detectado la ocurrencia de una serie sísmica de baja magnitud en Elda (Alicante) en 2001:

Serie Sísmica de Elda de 2001: Esta serie está compuesta por 5 eventos registrados durante los días 15 y 16 de Abril de 2001 en las cercanías de Elda (Alicante). Las magnitudes registradas se sitúan entre 2,0 y 2,9, y la máxima intensidad fue de III. La distribución de los epicentros marca una clara alineación NW-SE de unos 4-5 km de longitud. La alta precisión en la localización epicentral de esta serie (ERH $\leq$ 3 km) permite relacionarla con la actividad de las fallas del sistema NW-SE cartografiadas en el área.

3.10.7.2. Sismicidad del borde norte: Falla de Jumilla (Sector Valencia)

A lo largo y ancho de la Zona de Falla de Jumilla se localizan una serie de epicentros de terremotos de magnitudes moderadas (m$\geq$3,5), así como epicentros de sismos históricos destructores ($I_o \geq$VIII) (**Fig. 3.19**).

Los epicentros de magnitudes moderadas se sitúan preferentemente en la mitad occidental de la zona de falla, coincidiendo aproximadamente con la parte que limita con el Macizo del Caroch (cf. Zona del Dominio Valencia, aptdo. 3.4.5). Prácticamente todos fueron registrados durante los periodos instrumental precario y antiguo. Las magnitudes de estos sismos varían entre 3,4-4,5 y no tienen apenas registro de réplicas. El único sismo registrado en el periodo instrumental moderno, en 1991 con magnitud 4,1 y sentido con intensidad VI en Caudete (Albacete), no presenta ninguna réplica registrada. El mecanismo focal de este terremoto ha sido calculado por Herraiz et al. (2000) obteniendo una solución de falla inversa en dirección NW-SE, que contrasta fuertemente con la cinemática normal que las fallas de este sistema presentan en la zona.

A lo largo de la Zona de Falla de Jumilla y zonas adyacentes, y de oeste a este, se localizan los siguientes sismos destructores: Enguera (1748, I_o=IX, con una réplica de VIII), Xátiva (1519, I_o=VIII) y Tavernes (1396, I_o=IX). Todas estas poblaciones se localizan en la provincia de Valencia.

La baja precisión de las localizaciones de los sismos instrumentales, unido a la falta de registro de réplicas, no permiten establecer asociaciones espaciales claras con la Falla de Jumilla. Sin embargo, a una escala regional, tanto las localizaciones instrumentales como las de sismos históricos, se concentran en una banda NE-SW coincidente con la Zona de Falla de Jumilla, que por otra parte, es la falla de mayor longitud cartografiada en el borde norte de esta zona. Sin perjuicio de que en algún caso la sismicidad pueda deberse a la actividad de pequeñas fallas NW-SE o NNW-SSE, la ocurrencia de esta sismicidad debe atribuirse principalmente a movimientos en la Falla de Jumilla.

3.10.7.3. Sismicidad del borde oeste: Depresión del Vinalopó

A lo largo y ancho de la Depresión del Vinalopó se localizan numerosos epicentros sísmicos (**Fig. 3.19**). Entre ellos destaca la ocurrencia, durante el periodo instrumental precario, de 5 sismos con magnitudes entre 3,5 y 4,7, que fueron sentidos con una intensidad de hasta VI.

El único sismo de magnitud moderada registrado durante el periodo instrumental moderno fue el del 12 de noviembre de 1999, de 3,6 sentido con intensidad VI en Aspe (Alicante) Este sismo representa el principal de una pequeña serie compuesta por dos réplicas (**Serie Sísmica de Aspe 1999**), registradas el mismo día que el principal, y de magnitud 2,7. La distribución espacial del principal y las dos réplicas marcan una clara alineación NNW-SSE de unos 8 km de longitud. La ocurrencia de esta serie debe atribuirse a la actividad de alguna de las fallas del sistema NW-SE a NNW-SSW cartografiadas en el área.

Por último, hay que destacar la casi nula representación de sismos históricos destructores registrados a lo largo de la Depresión del Vinalopó. La única excepción la constituye el sismo de 1916 en Salinas (Alicante) sentido con intensidad máxima de VII.

La ocurrencia de sismicidad a lo largo y ancho de la Depresión del Vinalopó debe atribuirse principalmente a la actividad de pequeñas fallas NW-SE a NNW-SSE, si bien, dado que se trata de una zona de cruce tectónico con fallas del sistema ENE-WSW a NE-SW, no puede descartarse la ocurrencia de sismos en relación con reajustes dinámicos entre fallas de ambos sistemas.

3.10.7.4. Sismicidad del borde sur: Falla de Crevillente (prolong. submarina)

A lo largo de la traza de falla oculta de Crevillente, y a distancias menores de 5 km de ésta, se localizan una serie de epicentros sísmicos, especialmente en su mitad occidental (**Fig. 3.19**). Dentro de esta banda destaca la ocurrencia de 7 sismos con magnitudes entre 3,8 y 4,9. Prácticamente todos ellos fueron registrados durante el periodo instrumental precario (1920-1960) y apenas presentan réplicas registradas, que en cualquier caso fueron localizadas junto con el principal. El resto de la sismicidad se corresponde con terremotos de magnitudes bajas registrados fundamentalmente en el periodo instrumental moderno. No se ha encontrado ninguna serie sísmica de más de dos registros que pudiera evidenciar alineaciones preferentes. Sin embargo, se pueden distinguir dos agrupaciones principales (**Fig. 3.19**).

Agrupación de Elche: Esta agrupación está compuesta principalmente por sismos de magnitudes bajas registradas en el periodo instrumental moderno. El único sismo de magnitud moderada fue registrado en 1947 (m_b=3,6, I_o=IV) en las cercanías de Elche (Alicante). El interés en señalar esta agrupación radica en la distribución espacial que se observa en las localizaciones de los epicentros, que ocupan tanto la parte norte de la Cuenca de Elche como la terminación meridional de la Depresión del Vinalopó. Este hecho puede ser relacionado con la penetración hacia el sur del sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE del extremo meridional de la Depresión del Vinalopó, segmentado la traza oculta de la Falla de Crevillente. La ocurrencia de esta sismicidad debe estar principalmente relacionada con la actividad de este sistema de fallas.

Finalmente, cabe destacar que en esta agrupación es la única parte, dentro del borde sur de esta zona, donde se pueden identificar la ocurrencia de sismos históricos destructores, concretamente en Elche (Alicante) de intensidad VII en 1787 (Bisbal Cervelló, 1984) y en 1730.

Agrupación de Alicante: Esta agrupación comprende los sismos situados entre la ciudad de Alicante y a unos 30 km en dirección noreste a través en el mar Mediterráneo. Se distinguen cuatro sismos de magnitudes 3,8, 4,2, 3,7 y 3,8 registrados respectivamente en 1949, 1946 y 1954 y 1960. Prácticamente la totalidad del resto de la sismicidad se corresponde con sismos de magnitudes bajas registrados en el periodo instrumental moderno. La distribución de los epicentros que componen esta agrupación marca una alineación difusa NE-SW que coincide con la localización de la traza submarina de la Falla de Crevillente. Este hecho, sin embargo, no permite asociar claramente la ocurrencia de la sismicidad con movimientos en la Falla de Crevillente en este sector. La actividad submarina de otros sistemas de fallas, como el NW-SW

a NNW-SSW, bien representado en tierra, pueden también haber sido los responsables de la ocurrencia de sismicidad.

Por último, en lo que respecta a la sismicidad histórica en esta agrupación, hay que destacar que son muy numerosos los registros localizados en la ciudad de Alicante, especialmente a partir de mediados del siglo XIX, pero que ninguno de ellos supera la intensidad de grado VI. Este hecho puede estar en parte relacionado con la ocurrencia frecuente de eventos en el mar, los cuales son sólo sentidos ligeramente en tierra.

Finalmente, El único sismo de magnitud moderada registrado en el periodo instrumental antiguo ocurrió en 1981 (m=4,9, I_{max}=V) y fue localizado a unos 20 km de la costa en el mar Mediterráneo, cerca del extremo oriental de la traza submarina oculta de la Falla de Crevillente. El mecanismo focal de este terremoto ha sido calculado por varios autores obteniendo soluciones de falla inversa NE-SW (Buforn et al., 1988), que han relacionado con la Falla de Crevillente, y de falla normal NW-SE (Herraiz et al., 2000). De acuerdo con el mapa geológico de la plataforma continental la estructura tectónica de esta zona esta controlada por fallas normales (I.T.G.E., 1994a). En este sentido la solución de falla normal es más coherente, y la ocurrencia del sismo se debería relacionar con la actividad de fallas del sistema NW-SE.

3.10.7.5. Sismicidad del borde este: Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE

La mayor parte de los epicentros distribuidos a lo largo del borde oriental de esta zona se localizan en su mitad septentrional. Destacan concretamente, una agrupación sísmica localizada en la parte central, y dos sismos de magnitud moderada localizados en el extremo sur del borde (**Fig. 3.19**). La agrupación sísmica de la parte central se corresponde en su mayoría con epicentros de la serie sísmica ocurrida en las cercanías de Pego (Alicante) en el 2001.

Serie Sísmica de Pego: Esta serie está compuesta por un sismo principal de magnitud 4,3 (I_o=V) y 14 réplicas, dos de ellas con magnitudes de 3,5 y 3,6, registradas desde el 23 de septiembre hasta el 5 de octubre. La distribución espacial de los eventos tiene lugar en un área subcircular, si bien se puede observar una dirección preferente NW-SE, coincidente con las fallas del sistema de igual dirección que controlan el paso de las serranías prebéticas a la plana costera. El mecanismo focal del evento principal, y de las réplicas con mayor magnitud, ha sido calculado por Rueda y Mézcua (2002), obteniendo un mecanismo de falla inversa casi pura con un plano de falla orientado NW-SE y buzamiento de unos 60º al NE. La dirección del plano de falla concuerda con la orientación de las fallas del sistema NW-SE presentes en el área, y concretamente con una falla de unos 10-12 km de longitud que constituye el paso de los relieves prebéticos al marjal de Pego y plana costera (Falla de Pego). Sin embargo, el resultado de falla inversa contrasta fuertemente con la cinemática normal atribuida a este sistema de fallas en la mayoría de los trabajos geológicos y geofísicos desarrollados en la zona (e.g.: I.G.M.E., 1975, 1982b; Díaz del Río et al., 1986; Goy et al., 1987; De Ruig, 1992; Silva et al., 2003).

Finalmente, en el extremo meridional de este borde se identifica una pequeña agrupación de cuatro terremotos (**Agrupación del Cabo de la Nao**). Dos de ellos presentan magnitudes de 3,8 y 3,7, y fueron registrados en 1942 y 1981, respectivamente. Los otros dos sismos tienen magnitudes de 3,4 y 2,5, y fueron registrados en 1995 y 1998, respectivamente. El mecanismo focal del sismo de 1995 (4 de octubre) ha sido calculado por Herraiz et al. (2000) obteniendo un plano de falla de dirección NW-SE. Esta orientación es coherente con la prolongación de las fallas de este sistema localizadas en la zona del Cabo de la Nao.

Sobre la base de la distribución espacial de la Serie Sísmica de Pego 2001, y de los mecanismos focales de terremotos concretos, la ocurrencia de sismicidad a lo largo de este borde debe relacionarse con el sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE que controlan la morfología general de la costa.

3.10.8. Resumen y resultados

3.10.8.1. Sistemas de fallas ENE-WSW y NW-SE del interior

La actividad reciente de algunas de las fallas de los sistemas ENE-WSW y NW-SE ha sido evidenciada por deformaciones en depósitos de edad al menos Pleistoceno Inferior-Medio (I.G.M.E., 1978e; Goy et al., 1989b; García-Mayordomo, 1998; García-Mayordomo et al., 2002). En algunas fallas del sistema NW-SE (a NNW-SSE) también se han reconocido deformaciones en depósitos del Pleistoceno Superior, o anomalías geomorfológicas que indican la posible continuidad de su actividad durante este periodo (e.g.: fallas de Mariola y Benasau). Del mismo modo, la actividad tectónica de algunas de las fallas del sistema ENE-WSW a NE-SW debe alcanzar el Pleistoceno Superior dadas la anomalías geomorfológicas asociadas a la traza de las mismas (e.g.: fallas de Ontinyent y Alcoy-Cocentaina).

La distribución de epicentros sísmicos indica relaciones espaciales claras con las trazas de algunas de las fallas de ambos sistemas (e.g.: series sísmicas de Ontinyent de 1994 y Elda de 2001). Las máximas magnitudes registradas de eventos que puedan relacionarse con estos sistemas de fallas varían desde aproximadamente 3,0 hasta 4,8.

Considerando que las longitudes de las trazas superficiales de las fallas del sistema ENE-WSW son del orden de los 15-20 km, y las del sistema NW-SE de unos 5-10 km, se pueden estimar unas magnitudes momento máximas correspondientes a terremotos que rompieran toda la longitud superficial de la falla de 6,44-6,59 y 5,89-6,24, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). Teniendo en cuenta que la actividad tectónica más moderna reconocida en ambos sistemas de fallas es Pleistoceno Inferior-Medio, y posiblemente Pleistoceno Superior, el periodo de recurrencia de tales eventos debe suponerse de al menos varias decenas de miles de años. El desarrollo de estudios de mayor detalle sobre la actividad reciente de estas fallas, así como de dataciones absolutas de los materiales que éstas deforman, permitiría realizar estimaciones más precisas.

3.10.8.2. Falla de Jumilla (Sector Valencia)

Las evidencias de deformaciones más recientes atribuibles a la Falla de Jumilla en esta zona se localizan en su segmento oriental (Xátiva-Tavernes) y tienen lugar en depósitos de edad Pleistoceno Medio-Superior (Goy et al., 1987). La expresión morfológica de la traza de falla en esta parte es muy pobre, con longitudes que no superan los 5 km, cuando no está oculta bajo la cobertera sedimentaria cuaternaria. La falta de estudios de detalle en el segmento occidental (Caudete-Xátiva) no permite generalizar esta evidencia de actividad reciente para toda la Falla de Jumilla en este sector.

A lo largo de la Zona de Falla de Jumilla se localizan varios sismos de magnitudes moderadas (3,4 a 4,5) así como epicentros de sismos históricos destructores (VIII a IX). Si bien no es posible establecer una relación clara entre la ocurrencia de esta sismicidad y la Falla de Jumilla, dada la antigüedad de los registros instrumentales de magnitudes moderadas, la ocurrencia de esta sismicidad debe atribuirse principalmente a la actividad de esta zona de falla, que representa el principal accidente tectónico cartografiado en la zona.

De acuerdo con la longitud máxima que presentan las trazas de falla en el segmento Caudete-Xátiva y Xátiva-Tavernes, de 10 y 5-10 km, se puede estimar que un terremoto que rompiera toda esta longitud en superficie presentaría una magnitud momento de 6,24 y 5,89-6,24, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). El periodo de recurrencia de tales eventos debe suponerse en ambos casos de al menos varias decenas de miles de años. Investigaciones de detalle posiblemente permitirían realizar estimaciones mas precisas, especialmente en el segmento Xátiva-Tavernes.

3.10.8.3. Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE de la Depresión del Vinalopó

Las fallas del sistema NW-SE a NNW-SSE que controlan la morfología general de la Depresión del Vinalopó, presentan evidencias de deformaciones más recientes cuanto más al sur de esta depresión. Las evidencias más recientes reconocidas, en algunas de estas fallas, alcanzan edades como mínimo Pleistoceno Medio, si bien, posiblemente su actividad se prolongue también durante el Pleistoceno Superior. Por otra parte, se han reconocido evidencias directas de deformación en depósitos de edad Pleistoceno Superior en relación con las masas diapíricas asociadas las depresiones controladas por este sistema de fallas. Sin embargo, estas deformaciones son debidas a movimientos de creep del diapiro y, por tanto, no pueden relacionarse con la actividad paleosísmica de estas fallas.

El análisis de la distribución espacial de los epicentros sísmicos localizados a lo largo y ancho de la Depresión del Vinalopó ha puesto de manifiesto la existencia de al menos una serie sísmica (**Serie Sísmica de Aspe 1999**) que presenta una relación clara con las fallas de este sistema. No puede, sin embargo, descartarse la ocurrencia de sismicidad relacionada con interacciones dinámicas con algunas fallas del sistema ENE-WSE que cruzan la depresión.

De acuerdo con las longitudes máximas que presentan las trazas superficiales de estas fallas, de unos 5 km, se puede estimar una magnitud momento de 5,89, correspondiente a un sismo que rompiera toda esta longitud (Wells y Coppersmith, 1994). El periodo de recurrencia de tales eventos debe suponerse en más de 10 ka.

3.10.8.4. Falla de Crevillente (prolongación submarina)

La Falla de Crevillente, a lo largo del borde sur de esta zona, está representada principalmente por la continuación de la zona de falla a través de la plataforma continental del margen marítimo sur de la provincia de Alicante. Esta zona de falla presenta una estructura tectónica en fallas normales fosilizada por depósitos pliocuaternarios (I.T.G.E., 1994a; Rey et al., 1993 en Yébenes et al., 2002).

La distribución espacial de epicentros sísmicos a lo largo de la Zona de Falla de Crevillente señala dos agrupaciones principales. La primera se localiza en la zona de cruce con el sistema de fallas que controlan la morfología de la parte meridional de la Depresión del Vinalopó; y la segunda se localiza fundamentalmente en el mar, al este de la ciudad de Alicante, marcando una banda de alineación general paralela a la traza de falla submarina. Sin embargo, dada la antigüedad de los registros de magnitudes moderadas localizados en ambas agrupaciones, no es posible establecer relaciones claras entre la sismicidad y movimientos atribuibles a la Zona de Falla de Crevillente. La ocurrencia de sismicidad debe estar controlada principalmente por la interacción dinámica con fallas del sistema NW-SE a NNW-SSE, como se puede deducir en la agrupación sísmica reconocida en el cruce con la Depresión del Vinalopó. Finalmente, cabe destacar la bajísima ocurrencia de sismos históricos destructivos ($I_{o\geq}$VII) a lo largo de la zona de falla. Únicamente destacan dos sismos de intensidad VII localizados en la agrupación reconocida en el cruce con la Depresión del Vinalopó.

Las observaciones geológicas y el análisis de la sismicidad, indican la nula o baja actividad de la Falla de Crevillente a lo largo del borde sur de esta zona durante el Cuaternario y desde el inicio del registro histórico de terremotos en esta zona. No puede descartarse, sin embargo, la ocurrencia de terremotos a lo largo de la zona de falla, especialmente en las zonas de cruce tectónico con los sistemas de fallas NW-SE a NNW-SSE.

3.10.8.5. Sistema de fallas NW-SE a NNW-SSE del borde oriental

No se han encontrado en la literatura evidencias directas de actividad tectónica durante el Cuaternario de este sistema de fallas en el continente. Sin embargo, para explicar las altas tasas

de subsidencia que presentan las depresiones limitadas por estas fallas, su actividad debe suponerse al menos durante todo el Pleistoceno. Por otra parte, en la plataforma continental este sistema de fallas afecta a depósitos pliocuaternarios (Díaz del Río et al., 1986; Goy et al., 1987).

La distribución general de epicentros a lo largo de este borde no marca claramente ninguna alineación preferente respecto a las fallas de este sistema, a excepción de la serie sísmica de Pego 2001, donde se evidencia una clara relación entre la distribución de la mayoría de las réplicas y una falla NW-SE de unos 10-12 km de longitud (Falla de Pego).

De acuerdo con el rango de longitudes que presentan las trazas superficiales de las fallas de este sistema, entre 5 y 10 km, la magnitud momento resultante de un terremoto que rompiera toda esta longitud se puede estimar en 5,89 y 6,24, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). El periodo de recurrencia de tales eventos debe estimarse en más de 10 ka.

3.11. ZONA ME DE CARTAGENA

3.11.1. Marco geológico y fisiográfico

El territorio ocupado por esta zona comprende principalmente el tercio meridional de la Región de Murcia, y el extremo suroccidental de la provincia de Alicante (**Fig. 3.20**). Toda esta área se localiza por entero dentro del dominio geológico de las Zonas Internas Béticas.

La Zona ME de Cartagena se caracteriza desde el punto de vista fisiográfico por presentar una alineación casi continua de relieves que, con dirección NNE-SSW y NE-SW a E-W marcan el borde meridional de la Depresión del Guadalentín y su continuación hacia el este, la Cuenca Baja del Segura. La Depresión del Guadalentín es una estrecha y alargada depresión de dirección general NE-SW y cota variable entre 300 y 100 m, que se encuentra limitada por relieves de cierta entidad tanto al norte como al sur. La Depresión del Guadalentín está rellena de sedimentos pliocuaternarios que presentan potencias muy irregulares debido al control ejercido por la estructura en bloques levantados y hundidos del zócalo bético (I.T.G.E., 1993). Esta tectónica de bloques está controlada por pequeñas fallas NW-SE y fallas de mayor longitud NE-SW. Este último sistema de fallas es paralelo a los relieves y principales accidentes que suponen los límites sur y norte de la depresión El límite norte está controlado por la Falla de Alhama de Murcia, que fue descrita con detalle en el apartado 3.8.5 de la Zona ME Central Bética. El límite sur está representado por la Sierra de Almenara (888 m), de dirección NNE-SSW a NE-SW y, tras una interrupción de unos 20 km, por la Sierra de Carrascoy (1.063 m), también de dirección NE-SW. El borde norte de estos relieves está controlado por la prolongación septentrional de la Falla de Palomares y por la Falla de Carrascoy, respectivamente. Hacia el oeste de la Sierra de Carrascoy tiene lugar el enlace entre la Depresión del Guadalentín y la Cuenca del Bajo Segura.

La Cuenca del Bajo Segura se desarrolla aproximadamente desde la ciudad de Murcia hacia el este. En esta parte tiene lugar el giro del río Segura que pasa de discurrir con dirección NW-SE (cuenca media) a dirección NE-SW y finalmente E-W (Vega del Bajo Segura). La Cuenca del Bajo Segura constituye una planicie, con una altura media aproximada de unos 20-30 m, que contrasta fuertemente con los relieves que la bordean, de varios cientos de metros de altura, como la prolongación oriental de la Sierra de Carrascoy (647 m), al sur, y las sierras de Orihuela (634 m) y Callosa del Segura (568 m) al norte. En su tramo oriental, sin embargo, limita al norte con la Depresión de Elche a través de una suave divisoria. El límite sur de la Cuenca del Bajo Segura está controlado por el Anticlinal del Bajo Segura, formado a partir de la actividad inversa de una o varias fallas ciegas conocida en general como Falla del Bajo Segura.

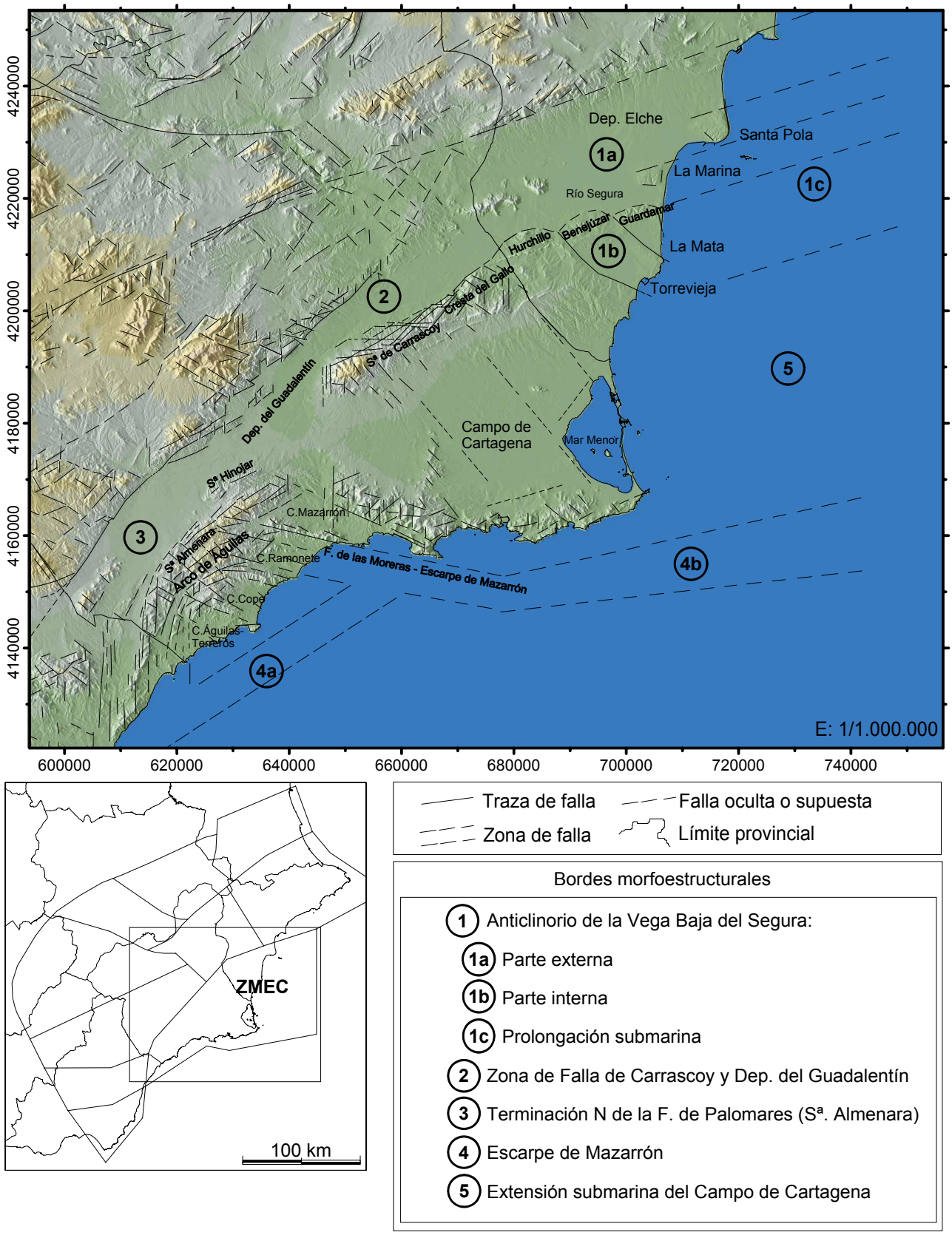


Figura 3.20. Zona Morfoestructural de Cartagena. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

Esta falla constituye la prolongación oriental de la Falla de Carrascoy, y se continúa en dirección E-W por el interior de la plataforma continental.

El interior de esta zona está dominado por el desarrollo de depresiones. Al sur de la Sierra de Carrascoy, se localiza la extensa depresión del Campo de Cartagena-Mar Menor; entre la Sierra de Carrascoy y la de Almenara, la Cuenca de Mazarrón; y finalmente, en la vertiente meridional y costera de la Sierra de Almenara, se localizan las pequeñas cuencas litorales del Arco de Águilas. En el interior de estas depresiones se identifican numerosos sistemas de fallas: NW-SE, WNW-ESE, N-S a NNE-SSW y NE-SW.

La evolución tectónica de la Zona de Cartagena se inicia con una etapa de colisión en dirección NW-SE como respuesta a un proceso de indentación tectónico (Coppier et al., 1989). Esta colisión tendría lugar desde principios del Neógeno hasta al menos el Pleistoceno Medio, y sería la responsable de la formación del Arco de Águilas y Cuenca de Mazarrón, así como, indirectamente, de la extrusión de las andesitas y lamproitas que afloran extensamente en esta cuenca (Larouziere y Ott d'Estevou, 1990). Además, la propagación de la colisión hacia el interior continental habría motivado la formación de un corredor de desgarre sinestral transpresivo compuesto por la prolongación septentrional de la Falla de Palomares y las fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy (Silva et al., 1993). El funcionamiento de este corredor de cizalla sería el responsable de la formación y características morfoestructurales de la Depresión del Guadalentín. Así mismo, al este de esta depresión, se desarrollaría una zona compresiva representada por la aparición de estructuras de plegamiento (Anticlinorio del Bajo Segura). Esta actividad de plegamiento ha producido, desde el Pleistoceno Inferior-Medio, la desconexión de la Depresión de Elche con la actual Vega del Bajo Segura (Goy et al., 1990).

Finalmente, queda por señalar que la Zona de Cartagena limita al sur y este con el Mar Mediterráneo, concretamente con la Cuenca Sur Balear. El borde este se caracteriza por suponer la progresiva y suave inmersión del Campo de Cartagena por debajo del Mar Mediterráneo; mientras que el borde sur representa un abrupto límite materializado por el Escarpe de Mazarrón.

3.11.2. Sistemas de fallas del interior

En el interior de esta zona es posible identificar numerosos sistemas de fallas. Su estudio se desarrolla a continuación considerando las tres grandes áreas deprimidas que pueden identificarse en el interior de esta zona: Campo de Cartagena – Mar Menor, Cuenca de Mazarrón y Cuencas litorales del Arco de Águilas (**Fig. 3.20**).

Campo de Cartagena – Mar Menor

El Campo de Cartagena constituye una extensa área sin apenas relieve donde se desarrolla, a partir del borde meridional de los relieves de la Sierra de Carrascoy y prolongación oriental, un extenso sistema de abanicos aluviales de edades Pleistoceno Medio, Superior y Holoceno en dirección hacia el Mar Menor. Al sur del Campo de Cartagena afloran basaltos alcalinos de edades comprendidas entre 2,8 y 1 ma; así mismo en la zona del Mar Menor se localizan una serie de centros volcánicos compuestos por andesitas del Tortoniense Inferior (I.T.G.E., 1994b). La evolución geodinámica cuaternaria del Campo de Cartagena ha sido estudiada con detalle por Somoza (1989).

En el interior del Campo de Cartagena se ha descrito la existencia de un sistema de fallas NW-SE con longitudes en superficie por lo general menores de 10 km, aunque su traza oculta bajo la cobertera sedimentaria cuaternaria, evidenciada por interpretación de datos geofísicos, puede ser bastante mayor (I.T.G.E., 1993). Este sistema de fallas afecta a los niveles T-II y T-III de las terrazas marinas tirrenienses del Pleistoceno Superior (ca 130 y 95 ka respectivamente). De acuerdo con Somoza (1989) este sistema de fallas funcionó con

cinemática dextral durante el Pleistoceno Medio, y posteriormente como fallas normales. En dos de estas fallas, Murta-Cartagena y Mar Menor, se han calculado tasas de movimiento vertical de 0,075 y 0,06 m/ka durante el Pleistoceno Superior, respectivamente (I.TG.E., 1993). Por otra parte, también se han descrito pequeñas fallas NE-SW, de longitudes menores de 5 km, que afectan a los niveles marinos T-II y T-III (Somoza, 1989).

En el Campo de Cartagena se observa además un plegamiento generalizado de longitud de onda kilométrica y dirección E-W que determina áreas de marcada subsidencia, como la zona del Mar Menor, así como flexuras de las superficies de los sistemas de abanico aluviales. Somoza (1989) apunta la posibilidad de que esta deformación extensiva de carácter dúctil pueda estar relacionada con las características de adelgazamiento de la corteza en esta zona.

Cuenca de Mazarrón

La Cuenca de Mazarrón se sitúa al suroeste del Campo de Cartagena separado de éste por la Sierra del Algarrobo (713 m). Esta cuenca presenta una morfología cuadrangular heredada del control tectónico ejercido por fallas de direcciones N-S, NW-SE y WNW-ESE que así mismo controlan los frentes montañosos de las sierras que limitan la cuenca. Estas fallas presentan longitudes máximas en torno a los 10 km, a excepción de la falla más importante en este sector: la Zona de Falla de las Moreras, de la que se habla más adelante (cf. 3.11.6).

La evolución geodinámica reciente de esta cuenca, estudiada con detalle por Bardají (1999), implica la continua elevación relativa de los bordes montañosos durante todo el Pleistoceno Inferior y Medio. La actividad tectónica más reciente está relacionada con el funcionamiento normal de las fallas del sistema N-S durante el Pleistoceno Superior. Durante este periodo tendría lugar la definitiva conexión de la cuenca con el mar a través de la zona del Puerto de Mazarrón (Bardají, 1999).

Cuencas litorales del Arco de Águilas

En la margen litoral del Arco de Águilas, pueden distinguirse, de norte a sur, las cuencas de Ramonete, Cope y Águilas-Terreros (Griveaud et al., 1990).

Las cuencas de Ramonete y Cope son pequeñas depresiones abiertas al mar cuyos rasgos morfológicos principales están controlados por fallas de dirección general WNW-ESE y NE-SW que controlan los frentes montañosos y la línea de costa. Sin embargo, la actividad tectónica más reciente constatada tiene lugar a favor de un sistema muy penetrativo de fallas NW-SE que controla las direcciones principales de drenaje (Bardají, 1999). Concretamente en la Cuenca de Cope se han reconocido terrazas marinas tirrenienses desplazadas en la vertical por efecto de estas fallas, que las cortan perpendicularmente. De acuerdo con los datos de elevación del nivel Tirreniense II (subestadio isotópico 5e, ca 130 ka) en las zonas de Renco y La Galera (Bardají, 1999; Zazo et al., 2003), se puede estimar una tasa de levantamiento diferencial para dos de estas fallas durante el Pleistoceno Superior de 0,015 m/ka. Por otra parte, Zazo et al. (2003) calculan una tasa de levantamiento tectónico de la costa de hasta 0,038 m/ka en los últimos 130 ka.

La cuenca de Águilas-Terreros presenta una morfología y características tectónicas diferentes a las cuencas mencionadas anteriormente. El principal elemento tectónico está representado por el Corredor de los Arejos (Bardají, 1999) o en sentido amplio Zona de Falla de Cocón-Terreros (Coppier et al., 1989; Griveaud et al., 1990). Esta zona de falla de dirección NNE-SSW formaría parte de la más extensa Zona de Falla de Palomares, cuyo eje principal se situaría al este a unos 6 km en el Corredor de Pulpí. El Corredor de los Arejos tiene una longitud aproximada de 18 km y está formado por fallas NNE-SSW de longitudes entre 5-10 km que limitan los frentes montañosos de la alargada depresión. El ancho del corredor es de 2-3 km, y si se considera la Falla de Melinchones, separada del Corredor de los Arejos por un

relieve de igual dirección, alcanzaría un ancho de aproximadamente 6 km. La formación de esta zona de falla tendría lugar a lugar a lo largo del Neógeno y junto con la Falla de Palomares absorbería la mayor parte del desplazamiento horizontal dentro del modelo indentación tectónico de Coppier et al. (1989). La morfología actual del Corredor de los Arejos se empezaría a configurar a finales del Pleistoceno Inferior a favor del funcionamiento normal de las fallas de los bordes montañosos y en el Pleistoceno Superior conectaría finalmente con la Cuenca de Águilas-Terreros (Bardají, 1999).

Por último, en las zonas litorales del Arco de Águilas y Cartagena también se han localizado pequeñas fallas de direcciones NW-SE y NE-SW que deforman a sedimentos cuaternarios indiferenciados (I.T.G.E., 1990; Díaz del Río, 1991).

3.11.3. Borde norte: Anticlinorio del Bajo Segura

El borde norte de esta zona está representado por una extensa área que abarca al norte la Vega del Bajo Segura hasta su límite con la Depresión de Elche, y al sur el área comprendida entre el borde meridional de la Vega del Bajo del Segura y la costa sur de la provincia de Alicante (**Fig. 3.20**). Todo este territorio se caracteriza tectónicamente por la presencia de plegamientos desarrollados en materiales del Plioceno y Cuaternario, y puede continuarse aproximadamente en dirección ENE-WSW a través de la plataforma continental alicantina (I.T.G.E., 1994a; Alfaro et al., 2002a). La formación de estos plegamientos se atribuye de modo general a la Falla del Bajo Segura. Sin embargo, es importante señalar, como se discute más adelante, que no se trata en realidad de una única falla sino de la acción conjunta de varias fallas inversas o de una estructura compleja en rampas y despegues (cf. Taboada et al., 1993).

Para facilitar la exposición se propone dividir la parte continental del Anticlinorio del Bajo Segura en dos mitades: Norte o Externa y Sur o Interna. El límite entre ambas partes quedaría representado por la estructura conocida como Anticlinal del Bajo Segura, que por otra parte es la que forma los relieves que limitan el borde meridional de la vega baja del río Segura.

Parte externa: Pliegues de La Marina y Santa Pola

A comienzos del Cuaternario la depresión de Elche y la del Bajo Segura constituían una única depresión donde se desarrollaba un extenso sistema de abanicos aluviales proveniente del Frente Montañoso de Crevillente (Goy et al., 1990) (cf. 3.9.5. de la Zona ME del Prebético de Murcia). Durante el Pleistoceno Inferior-Medio el funcionamiento de este sistema de abanicos aluviales se interrumpió con la irrupción en superficie de una serie de pliegues anticlinales de gran radio de dirección general E-W. Los pliegues más importantes se localizan en la costa, en las cercanías de Santa Pola y La Marina. Estructuralmente responden a un anticlinal laxo, o domo, de 5-6 km de longitud máxima y con el flanco oriental controlado por un sistema de pequeñas fallas normales, que por otra parte determinan localmente la dirección de la línea de costa (Goy y Zazo, 1989).

En los flancos costeros de los domos se han descrito diferentes series de terrazas marinas cuaternarias, dentro de las cuales se ha identificado una serie Tirreniense (Pleistoceno Superior) formada durante el subestadio isotópico 5e, datado en aprox. 130 ka, que ha permitido estimar tasas de movimiento en la vertical en el domo de La Marina asumiendo una altura relativa del nivel mar de +2 m respecto del actual (Zazo et al., 2003). De acuerdo con estos autores las terrazas marinas 5e del flanco oriental del domo de La Marina han experimentado un levantamiento medio de 0,023 m/ka, mientras que las del extremo noreste han experimentado una subsidencia de –0,003 m/ka en los últimos 130 ka. Sin embargo ha de tenerse en cuenta que ambos afloramientos están localmente controlados por la existencia de pequeñas fallas normales de dirección N-S y E-W, respectivamente (Goy y Zazo, 1989; Zazo et al., 2003). El movimiento de estas fallas ha debido contrarrestar el levantamiento neto del domo y por tanto la tasa de levantamiento de éste debe considerarse superior a 0,023 m/ka.

Parte interna: Falla del Bajo Segura y fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas

El borde meridional de la Vega del Bajo Segura está representada por el Anticlinal del Bajo Segura (Montenat et al., 1990d), cuya parte continental se reconoce desde las cercanías de la población de Zeneta hasta Guardamar del Segura a lo largo de unos 30 km siguiendo el curso bajo del río Segura. Al sur del Anticlinal del Bajo Segura se desarrollan más plegamientos, destacando las áreas sinclinales donde actualmente se localizan las lagunas o salinas de La Mata y Torrevieja. El Anticlinal del Bajo Segura presenta una estructura asimétrica con buzamientos suaves en su flanco sur y mayores en el norte. El grado de plegamiento se incrementa desde su extremo este hacia el oeste, diferenciándose tres áreas con buzamiento máximo del flanco norte de 20º, 50º y 90º que se corresponden respectivamente con los pliegues de Guardamar del Segura, Benejúzar y Hurchillo (Alfaro et al., 2002b).

Fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas: Limitando el lateral occidental de estos pliegues se localizan de este a oeste dos fallas subparalelas de dirección general NW-SE: la Falla de Torrevieja (o de la Laguna de la Mata) y la Falla de San Miguel de Salinas (Somoza, 1989; Montenat et al., 1990d; Alfaro et al., 2002b).

La Falla de San Miguel de Salinas es la falla que más longitud presenta, aproximadamente 17 km desde la costa al sur de Torrevieja, en las cercanías de la población de La Veleta, hasta la terminación del Anticlinal del Bajo Segura en el río Segura. Esta falla jugó como dextral durante el Messiniense (Montenat et al., 1990d) y posiblemente hasta el Pleistoceno Medio, a partir del cual su funcionamiento más evidente es de falla normal controlando el área subsidente de las salinas de Torrrevieja (Somoza, 1989). La traza en superficie de esta falla se compone de dos segmentos aproximadamente de la misma longitud, el sur de dirección WNW-ESE y el norte NW-SE. El segmento sur presenta una expresión morfológica en superficie mayor y afecta a los niveles más modernos de terrazas marinas tirrenienses (80-100 ka) situados en la costa al sur de Torrevieja (Somoza, 1989). El segmento norte termina aproximadamente en el Anticlinal del Bajo Segura sin que parezca prolongarse hacia el interior de la vega baja del Segura (Alfaro et al., 2002b). La tasa de deslizamiento de esta falla puede estimarse a partir del mapa de contornos estructurales del techo del Plioceno que Taboada et al. (1993) construyen para la zona a partir de datos de Montenat (1972) y Garcin (1987). Calculando la diferencia máxima entre la elevación del techo del Plioceno en el anticlinal de Torremendo y Cueva Blanca, respecto al del sinclinal de Torrevieja, se puede estimar una tasa máxima de levantamiento desde el inicio del Cuaternario de 0,50 y 0,10 m/ka respectivamente, y un valor medio de 0,30. Este dato debe considerarse una sobrestimación puesto que el levantamiento/hundimiento de estos pliegues ha estado también controlado por la actividad de la Falla del Bajo Segura.

La Falla de Torrevieja presenta unas características similares a la de San Miguel de Salinas, controlando el borde oeste de las salinas de La Mata y afectando también a los niveles de terrazas tirrenienses más modernos (Somoza, 1989). Sin embargo, presenta una longitud en continente menor, unos 12 km aproximadamente, medidos desde la población de Torre del Moro, en la costa al norte de Torrevieja, hasta el río Segura. La tasa máxima de levantamiento de esta falla se puede estimar a partir de la diferencia de elevación entre el techo del Plioceno en el anticlinal de Cabo Cervera y en el sinclinal de La Mata (cf. Taboada et al., 1993), resultando un valor de 0,075 m/ka, que así mismo debe considerarse una sobrestimación.

Por último conviene señalar que el pliegue de Guardamar también presenta su flanco oriental limitado por una falla (Falla de Guardamar). Esta falla presenta una dirección más norteada que las anteriores y su traza superficial se observa solamente por unos 4 km, quedando enseguida sumergida bajo el mar. De hecho, estas tres fallas parecen prolongarse por unos pocos kilómetros por el interior de la plataforma continental (Alfaro et al., 2002a).

Falla del Bajo Segura: El Anticlinal del Bajo Segura, y las áreas plegadas al sur de éste, han sido interpretadas como la respuesta en superficie a los movimientos en profundidad de una o varias fallas inversas ciegas (Falla del Bajo Segura s.l.) con buzamientos hacia el sur y nucleadas en el basamento de la cuenca, formado por materiales de las Zonas Internas Béticas (Taboada et al., 1993; Alfaro et al., 2002b). A partir de perfiles de sísmica de reflexión se ha podido comprobar que la actividad de plegamiento se inició en el Pleistoceno Inferior y alcanza al menos hasta aproximadamente el comienzo del Holoceno (10 ka) (Alfaro et al., 2002a,b).

Taboada et al. (1993) han estimado el desplazamiento máximo total acumulado por la Falla del Bajo Segura desde el inicio del Cuaternario obteniendo un valor de 1,5 km. A partir de este dato los autores estiman la tasa de deslizamiento neto de la falla en virtud de dos modelos geométricos básicos. En el caso más sencillo la Falla del Bajo Segura está compuesta por dos fallas inversas independientes situadas una al norte y otra al sur, y en el caso más complejo estaría formada por una estructura en rampas y despegues. Para el primer caso estiman una tasa de 0,50 m/ka por cada falla y en el segundo una tasa de 1,0 m/ka. Estos datos deben considerarse como una sobreestimación puesto que han sido calculados a partir de valores máximos de desplazamiento y además porque parte de deslizamiento total puede atribuirse a la actividad de las fallas de Torrevieja y de San Miguel de Salinas.

Por otra parte, a partir del mapa de contornos estructurales de Taboada et al. (1993) se pueden deducir unas tasas máximas de levantamiento en los pliegues de Hurchillo, Benjúzar y Guardamar de 0,30, 0,20 y 0,10 m/ka, respectivamente. Es importante observar como estas tasas de levantamiento son coherentes con la geometría de estos pliegues, descrita en un párrafo anterior, y, además, como el levantamiento disminuye en dirección este (hacia la costa). Así mismo, esta observación señala la influencia que ejercen las fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas en la distribución de la deformación, y apuntan la posibilidad de la segmentación de la Falla del Bajo Segura. En este caso se podrían definir entonces tres segmentos (Hurchillo, Benejúzar y Guardamar) que de oeste a este tendrían las siguientes longitudes: 12, 10 y 8 km; y, asumiendo un buzamiento de 60º de acuerdo con el modelo de falla simple de Taboada et al. (1993), las correspondientes tasas máximas de deslizamiento: 0,35, 0,23 y 0,12 m/ka. Por otra parte, si se asume toda la longitud de falla (30 km) se puede admitir una tasa media de 0,23 m/ka.

Actividad paleosísmica: La actividad sísmica más reciente reconocida en la Vega del Bajo Segura se ha inferido a través de la identificación de sismitas en sondeos (Alfaro et al., 2001). Estos autores reconocen hasta siete sismitas en depósitos de edad menor de 8.000 años. Así mismo, estiman que la ocurrencia de estas sismitas debió ser causada por terremotos de magnitudes moderadas-grandes (M>5,5). Si tenemos en cuenta que la mayoría de las sismitas reconocidas en el mundo ocurren a distancias menores de 25 km del epicentro del terremoto (cf. Rodríguez-Pascua, 1997), la ocurrencia de éstas puede entonces presumiblemente asociarse con la actividad mas reciente de la Falla del Bajo Segura. Sin embargo, debe considerarse también la posibilidad de que los terremotos sean debidos a la actividad de las adyacentes fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas, e incluso al funcionamiento conjunto de las tres fallas.

A partir del número de sismitas reconocidas, y considerando también la ocurrencia del terremoto de Torrevieja de 1829 (I_o=X), que causó extensos fenómenos de licuefacción en la zona, Alfaro et al. (2001) estiman para la Vega del Bajo Segura un periodo de recurrencia medio de terremotos de magnitudes moderadas-grandes (M>5,5) de unos 1.000 años.

Prolongación submarina del Anticlinorio del Bajo Segura

La estructura de anticlinorio de la Vega del Bajo Segura se continúa a través de la plataforma continental de Alicante en dirección ENE-WSW por al menos unos 60 km deformando los depósitos del Mioceno Superior y controlando sintectónicamente la

sedimentación de los cuaternarios (I.T.G.E., 1994a). El basamento está constituido por materiales de las Zonas Internas Béticas estructurados en una tectónica de bloques compartimentados por fallas de dirección NW-SE. A falta de mejores datos se ha de asumir que la estructura submarina del Anticlinorio del Bajo Segura es similar a la de su parte interna continental, y por tanto, que pueden distinguirse fallas con longitudes máximas entre 10 y 30 km.

3.11.4. Borde noroeste: Falla de Carrascoy

La Falla de Carrascoy constituye la continuación hacia el oeste de la Falla del Bajo Segura (Silva et al., 1993; Silva, 1994; Montenat et al., 1990d; Gauyau et al., 1977). Si bien ambas fallas pueden considerarse una única discontinuidad, la diferente orientación que presenta la Falla de Carrascoy ha motivado el desarrollo de un estilo de deformación, así como una expresión morfológica, diferente de la que presenta la Falla del Bajo Segura.

La Zona de Falla de Carrascoy discurre a lo largo de unos 32 km en dirección general NE-SW a lo largo del borde norte la sierra del mismo nombre, y por la adyacente Sierra de la Cresta del Gallo, afectando a los depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Medio y Superior que se disponen hacia el interior de la Depresión del Guadalentín (Silva, 1994) (**Fig. 3.20**). La zona de falla está compuesta por un sistema de fallas anastomosadas con direcciones generales NE-SW y E-W y buzamientos variables que conforman un ancho de cizalla entre 1 y 4 km de cinemática inverso sinestral. Las fallas principales, de dirección NE-SW, se localizan preferentemente a lo largo del frente montañoso, y presentan una traza en superficie mucho más continua que las anteriores. La longitud máxima de algunas de estas fallas se puede estimar en aproximadamente equivalentes a la longitud del frente montañoso. Las fallas E-W presentan longitudes menores, de hasta 10 km, y se localizan tanto por el interior de la sierra como en la zona de enlace con la Depresión del Guadalentín. La Falla de Carrascoy termina abruptamente en el extremo occidental de la sierra del mismo nombre dando paso a la zona de conexión con la Cuenca de Mazarrón y Campo de Cartagena. Esta interrupción ha sido interpretada como efecto de la actividad desde finales del Mioceno de una falla normal de dirección NNE-SSW que se prolongaría hacia el interior de la Depresión del Guadalentín con una longitud aproximada de unos 10 km (Gauyau et al., 1977; Montenat et al., 1990d).

La actividad tectónica reciente de la Zona de Falla de Carrascoy ha sido evidenciada y estudiada con detalle por Silva (1994). Este autor describe numerosas anomalías geomorfológicas asociadas a la actividad reciente de la falla (deflexiones sinestrales de barrancos, basculamientos y pendientes anómalas en superficies de abanico aluvial, facetados del frente montañoso,...), así como escarpes de falla en materiales del Pleistoceno Superior-Holoceno.

Estimación de la tasa de deslizamiento

Silva (1994) estima en un rango de 3,6-2,6 m/ka la tasa de levantamiento de la sierra de Carrascoy desde el comienzo del Plioceno (5 ma). Este valor contrasta con los 0,2 m/ka que estiman Sanz de Galdeano et al. (1998) para el sector más elevado de la sierra desde finales del Tortoniense. De acuerdo con las características geomorfológicas del frente montañoso de la Sierra de Carrascoy, el valor de 0,20 m/ka representa una estimación más razonable de la tasa máxima de levantamiento durante el Cuaternario (Silva et al., 2003). Por otra parte, Silva (1994), considerando desplazamientos sinestrales entre canales en un rango de 90-220 m estima una tasa máxima de deslizamiento horizontal desde comienzos del Pleistoceno superior (160 ka) entre 1,00 y 0,50 m/ka. El primero de estos valores debe considerarse una sobrestimación.

Asumiendo el valor de tasa vertical de 0,20 m/ka, y el valor de tasa horizontal de 0,50 m/ka, resulta una estimación de la tasa máxima de deslizamiento neto de 0,54 m/ka, que, así

mismo, implicaría un cabeceo del vector de deslizamiento de unos 20º, valor coherente con la cinemática inversa sinestral reconocida en la falla.

3.11.5. Borde oeste: Falla de Palomares (Terminación norte)

El límite meridional de la mitad sur de la Depresión del Guadalentín está constituido por la Sierra de la Almenara, y en su parte oriental por la Sierra del Hinojar (**Fig. 3.20**). El borde norte de ambos relieves está tectónicamente controlado por la terminación septentrional de la Falla de Palomares (o segmento Almenara-Hinojar). Este segmento de la Falla de Palomares presenta unas características morfológicas y estructurales muy diferentes a las que presenta la zona de falla entre aproximadamente la localidad de Carboneras (Almería) y el extremo meridional de la Sierra Almenara (segmento Carboneras-Almenara o Falla de Palomares s.s.). Este segmento es tratado con detalle en el aptdo. 3.12.5 de la Zona ME de Sierra Filabres.

La longitud que presenta la terminación septentrional de la Falla de Palomares, desde que comienza a experimentar gradualmente el giro hacia NE-SW, en la estribación meridional de la Sierra de la Almenara, hasta que desaparece su expresión morfológica al aparecer la Cuenca de Mazarrón, comprende un total de unos 30 km. En este tramo, la zona de falla principal conforma una ancho de cizalla de entre 1 y 5 km y está compuesta por un sistema de fallas principales de longitud menor de 10 km y pequeñas fallas NE-SW que discurren por el borde norte e interior de la Sierra de Almenara-Hinojar.

La actividad tectónica reciente de esta falla ha sido estudiada con detalle por Silva (1994) que describe un descenso gradual de las evidencias de deformaciones recientes desde la estribación meridional de la Sierra de Almenara hasta la Sierra de Hinojar, donde la falla no llega a afectar a depósitos cuaternarios. En el sector central de la Sierra de Almenara la zona de falla se encuentra fosilizada por depósitos de abanico aluvial de edad Pleistoceno Medio-Superior, mientras que en la estribación meridional, ya dentro del segmento Carboneras-Almenara (cf. 3.12.5), la deformación alcanza el Pleistoceno Superior (Silva et al., 1997).

3.11.6. Bordes costeros oriental y meridional (Falla de Las Moreras)

Los bordes oriental y meridional de esta zona están representados por la transición al Mar Mediterráneo, y en concreto a la Cuenca Sur Balear. En el primer caso este tiene lugar a través de la inmersión gradual del Campo de Cartagena, y en el segundo a través de la Falla de las Moreras y Escarpe de Mazarrón (**Fig. 3.20**).

Borde costero oriental

Las características morfológicas del interior del Campo de Cartagena-Mar Menor se prolongan por la plataforma continental adyacente (I.T.G.E., 1990). El fondo marino se presenta con una morfología planar de suave inclinación hacia el este interrumpida localmente por relieves de origen volcánico y altos estructurales de basamento bético. La estructura del basamento está compuesta por un sistema de fosas y altos limitados por fallas de longitudes entre 5 y 10 km y direcciones E-W, NW-SE y NNE-SSW. La actividad normal de estas fallas afecta claramente a los materiales de relleno del Mioceno Superior, pero no afecta a la cobertera sedimentaria cuaternaria. Ésta se presenta como una superficie continua donde se desarrolla una estructura de plegamiento de gran radio, de modo similar a la que se observa en el Campo de Cartagena (I.T.G.E., 1990).

Borde costero meridional: Falla de las Moreras y Escarpe de Mazarrón

La Falla de las Moreras se localiza en el borde sur de la Cuenca de Mazarrón y se observa tanto en continente como en la plataforma continental. Esta falla es un accidente tectónico de origen pre-neógeno que a comienzos del Mioceno empezó a funcionar como desgarre

transpresivo dextral, dentro del modelo geodinámico de formación del Arco de Águilas (Coppier et al., 1989; Griveaud et al., 1990) (cf. 3.11.1).

En su parte continental comprende una zona de cizalla de al menos 5 km de ancho que abarca ambas vertientes de la Sierra de Las Moreras, limitando al norte la cuenca de Mazarrón y al sur la cuenca de Ramonete. La traza principal de la zona de falla se reconoce a lo largo de unos 15 km en dirección WNW-ESE a lo largo del frente montañoso sur de la Sierra de las Moreras hasta aproximadamente el puerto de Mazarrón (segmento Sª de Las Moreras-Pto. de Mazarrón). La actividad tectónica reciente de la falla se ha relacionado con el levantamiento diferencial que experimentó esta sierra durante el Pleistoceno Inferior y Medio respecto de la Cuenca de Ramonete (Bardají, 1999).

La continuación de la Falla de las Moreras a través del fondo marino conforma una zona de fallas normales de aproximadamente 10 km de ancho que discurre a lo largo de unos 30 km por el borde de la plataforma continental en dirección general E-W hasta aproximadamente la vertical de la ciudad de Cartagena (segmento Pto. de Mazarrón-Este de Cabo Tiñoso). Desde este punto la zona de falla gira hacia ENE-WSW y se sigue reconociendo por al menos otros 50 km (I.T.G.E., 1990; Díaz del Río, 1991) (segmento Este de Cabo Tiñoso-Este de Cabo de Palos). En la plataforma continental las fallas que componen la prolongación submarina de la falla deforman y afectan a sedimentos de edad Plio-Cuaternario y Cuaternario (Díaz del Río, 1991). Estas fallas se han cartografiado con longitudes máximas variables entre los 10 y 30 km.

Al sur de la traza submarina de la Falla de las Moreras se desarrolla el talud continental, conocido como Escarpe de Mazarrón (I.T.G.E., 1990; Díaz del Río, 1991). El Escarpe de Mazarrón se localiza paralelo a la línea de costa, a unos 5-10 km de la misma, y supone un desnivel respecto de la llanura abisal de más de 2000 m en una distancia horizontal de unos 15 km. El Escarpe de Mazarrón presenta una dirección de marcado paralelismo con la línea de costa, tanto en la zona litoral del Arco de Águilas como en la de Cartagena, y un trazado muy rectilíneo.

La estructura tectónica del Escarpe de Mazarrón (I.T.G.E., 1990) está compuesta por bloques de basamento hundidos en graderío hacia el sur y recubiertos por una delgada cobertera sedimentaria, a veces solo representada por sedimentos cuaternarios. El Escarpe de Mazarrón ha sido interpretado como la representación en superficie de una discontinuidad de carácter cortical que daría paso a la corteza de tipo oceánico de la Cuenca Sur Balear (Comas et al., 2000).

A lo largo del Escarpe de Mazarrón se localiza un sistema de fallas normales que afectan a todo el espesor de la cobertera sedimentaria plio-cuaternaria. Estas fallas, de dirección general E-W, presentan longitudes variables desde unos 10 km hasta del orden de 30 km. La orientación de este sistema de fallas experimenta un giro hacia ENE-WSW aproximadamente a unos 15 km al este del Cabo Tiñoso, que coincide con un ensanchamiento del Escarpe de Mazarrón. Dada la similitud en el tipo de fallas, orientación, longitud y deformaciones recientes que presenta la estructura tectónica del Escarpe de Mazarrón con la prolongación submarina de la Zona de Falla de las Moreras, se puede considerar que ésta última constituye el borde más externo de la primera.

3.11.7. Análisis sismotectónico de superficie

Esta zona representa una de las áreas más activas de la zona de estudio. La mayor parte de la sismicidad se distribuye a lo largo de sus bordes noroeste y norte (**Fig. 3.21**). En este último se localiza una de las agrupaciones de sismos históricos más importantes de las Cordilleras Béticas, así como el terremoto más intenso sentido en toda la zona de estudio (1829, Torrevieja, I_o=X).

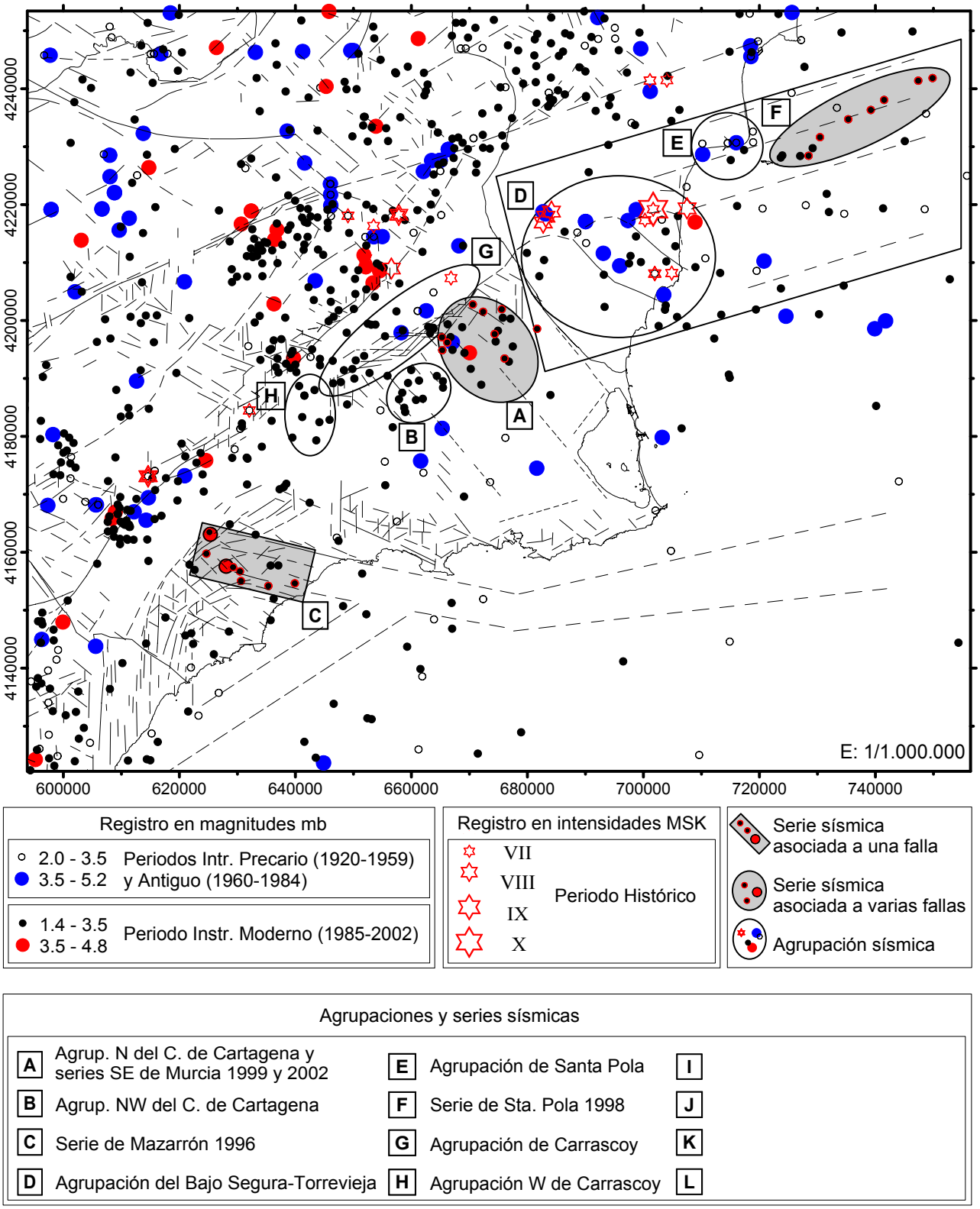


Figura 3.21. Zona Morfoestructural de Cartagena. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.20.

3.11.7.1. Sismicidad del interior de la zona

La mayor parte de la sismicidad del interior de esta zona se localiza en la vertiente sur de la Sierra de Carrascoy, o borde norte del Campo de Cartagena y en la zona del Arco de Águilas.

Sismicidad del Campo de Cartagena:

En el interior del Campo de Cartagena se reconoce un escaso número de epicentros (**Fig. 3.21**). Se identifican sin embargo cuatro sismos de magnitud moderada, ocurridos todos ellos durante el periodo instrumental precario y antiguo. Entre ellos destaca el sismo de 1971 de magnitud 4,2 sentido con intensidad V en la zona del Mar Menor. Conviene señalar que, a pesar de la escasa representación que tiene la sismicidad instrumental, se conoce la ocurrencia de sismos en esta zona desde al menos mediados del siglo XIX, si bien ninguno tiene la intensidad estimada. Debido a la escasa representación de sismos instrumentales bien localizados y al alto error de localización que presentan los sismos más importantes de esta zona, no es posible establecer ninguna relación con fallas en el área. Sin embargo, la ocurrencia de esta sismicidad debe tener su origen en la actividad de las fallas del interior del Campo de Cartagena, especialmente las del sistema NW-SE. La mayoría de estas fallas han sido localizadas a través de prospección geofísica.

La sismicidad del Campo de Cartagena se concentra fundamentalmente en su borde norte, donde han sido identificadas dos agrupaciones: Norte y Noroeste.

Agrupación Norte del Campo de Cartagena: Esta agrupación se localiza fundamentalmente en la vertiente sur de la Sierra de la Cresta del Gallo. En su interior destaca la localización de dos sismos de magnitudes moderadas, el de 1952 de magnitud 4,4 sentido con intensidad V en Palmar (Murcia), y el de 1986 de magnitud 3,7 e intensidad V en Sangonera (Murcia) con dos réplicas registradas, la mayor con magnitud 3,3. El resto de la sismicidad fue registrada durante el Periodo Instrumental Moderno, habiéndose identificado dos pequeñas series de baja magnitud (**Series Sísmicas del SE de Murcia de 1999 y 2002**). La primera se compone se compone de tres sismos con magnitudes entre 2,0 y 2,8 fue registrada los días 27 y 28 de octubre de 1998. La segunda tiene cinco sismos con magnitudes entre 1,6 y 3,0 y se registró durante los días 27 y 28 de abril de 2002. La distribución espacial de las series no señala claramente asociaciones con ninguna falla, si bien puede inferirse una alineación preferente NW-SE, que sería concordante con la dirección que presentan las fallas en esta zona.

Agrupación Noroeste del Campo de Cartagena: En la vertiente sur de la Sierra de Carrascoy se puede identificar una agrupación de unos 12 sismos registrados en el Periodo Instrumental Moderno. Las magnitudes que presentan se sitúan entre 1,8 y 3,0. No se ha identificado ninguna serie sísmica dentro de esta agrupación que pudiera ayudar a establecer relaciones sólidas con la tectónica. Sin embargo, esta sismicidad debe relacionarse con las fallas del sistema NW-SE, ya que son las únicas presentes en la zona.

Sismicidad del Arco de Águilas: Serie Sísmica de Mazarrón de 1996 y Zona de Falla de las Moreras

El Arco de Águilas presenta en general una distribución de la sismicidad bastante uniforme a lo largo de toda su extensión (**Fig. 3.21**). Destaca la localización en su interior de la **Serie Sísmica de Mazarrón de 1996**. Esta serie se inicia el 2 de septiembre de 1996 con un sismo de magnitud 4,5 e intensidad V (Mazarrón, Murcia) y se prolonga hasta el 14 del mismo mes, registrándose un total de ocho réplicas con magnitudes entre 2,5 y 3,5. La distribución de los epicentros marca una alineación preferente en dirección WNW-ESE, a lo largo de unos 18 km. Los errores de localización de los epicentros son generalmente menores de 3 km. La precisión de la localización unido a la distribución espacial de los epicentros permite relacionar

la Serie Sísmica de Mazarrón con la prolongación continental de la Zona de Falla de las Moreras.

El resto de la sismicidad del Arco de Águilas, aunque escasa, se distribuye preferentemente por la zona del **Corredor de los Arejos**. Si bien esta sismicidad podría deberse a cualquiera de los numerosos sistemas de fallas presentes en el interior, es más razonable relacionarla con el sistema NNE-SSW que controla la morfología del mencionado corredor. Finalmente, conviene señalar, que esta zona, de modo similar al Campo de Cartagena, cuenta con registro histórico de terremotos desde el año 1596, si bien ninguno tiene intensidad asignada.

3.11.7.2. Sismicidad del Anticlinorio del Bajo Segura

El análisis sismotectónico del Anticlinorio del Bajo Segura se realiza de acuerdo con las diferentes partes definidas en el aptdo. 3.11.3.

Sismicidad de la parte interna continental:

Abarcando la totalidad de la parte interna continental del Anticlinorio del Bajo Segura se localizan numerosos epicentros de sismos instrumentales e históricos que han servido para definir en conjunto la **Agrupación del Bajo Segura-Torrevieja** (**Fig. 3.21**). Casi toda la sismicidad que compone esta agrupación se localiza en una franja que va desde el Anticlinal de la Vega Baja del Segura hasta la línea de costa sur. Destaca el gran número de sismos históricos destructivos registrados en esta zona, desde aproximadamente el año mil hasta la ocurrencia del sismo de Torrevieja de 1829 de intensidad X. A parte de éste, se han registrado en la zona un total de 11 sismos de intensidad VII y 5 de VIII. La mayoría de estos terremotos han sido sentidos en las poblaciones de Torrevieja, Rojales y Orihuela, todas en la provincia de Alicante. Por otra parte, dentro del periodo instrumental precario y antiguo hay que destacar la ocurrencia de seis terremotos de magnitudes moderadas, todos ellos registrados entre 1935 y 1979, destacando el de magnitud 4,4 en 1960 sentido con intensidad VI en Orihuela. El único sismo de magnitud moderada registrada en el periodo instrumental moderno alcanza una magnitud de 3,5 y fue localizado en el mar, al este de Guardamar del Segura. Aunque la precisión de localización es buena (ERH<3 km), no presenta registro de réplicas. El resto de la sismicidad que forma está agrupación se compone mayoritariamente de sismos de magnitudes pequeñas, entre 1,9 y 3,3, registrados en su mayoría a partir del año 1990.

Dadas las características que presenta el registro sísmico de esta zona no es posible establecer ninguna relación entre terremotos y tectónica. Así mismo, la compleja geometría profunda de la Falla del Bajo Segura, unido a la adyacente localización de las fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas, no permitiría realizar ninguna asociación específica con la sismicidad a no ser que existiera registro de una serie sísmica de importancia. A falta de más abundantes y mejores datos sísmicos, solamente se puede asegurar que la ocurrencia de sismicidad en la zona del Anticlinorio de la Vega Baja del Segura es debida a la actividad conjunta de estas tres grandes fallas.

Sismicidad de la parte externa continental:

A lo largo de la Vega del Bajo Segura la localización de epicentros es prácticamente nula, sin embargo destaca la localización de una agrupación sísmica en las cercanías de Santa Pola y La Marina: **Agrupación de Santa Pola** (**Fig. 3.21**). Esta agrupación está compuesta mayoritariamente por sismos de baja magnitud registrados durante el periodo instrumental moderno. Destaca sin embargo la localización de los sismos de 1950 y 1975 con magnitudes de 3,5 y 3,8, y sentidos respectivamente con intensidades II y IV en Santa Pola (Alicante). La ocurrencia de esta sismicidad debe estar relacionada con la actividad de levantamiento del

Domo de Santa Pola, si bien no puede descartarse que haya sido producida por pequeñas fallas N-S presentes en la zona.

Sismicidad de la parte marina:

La sismicidad de la parte marina del Anticlinorio del Bajo Segura, tanto de su parte interna como externa, presenta una distribución dispersa y está compuesta por sismos de magnitudes bajas, a excepción de un sismo registrado en 1964 de magnitud 3,5. Sin embargo, dentro de los sismos del periodo instrumental moderno se ha reconocido la ocurrencia de la **Serie Sísmica de Santa Pola de 1998** (**Fig. 3.21**). Esta serie se compone de 7 sismos registrados los días 6, 11, 14 y 29 de noviembre de 1998, y presenta magnitudes entre 1,8 y 3,3. La distribución de la sismicidad marca una clara alineación preferente NE-SW, que sin embargo debe considerarse con cuidado puesto que algunos de los sismos tienen errores de localización horizontal de hasta 4 y 6 km. La ocurrencia de sismos en esta agrupación y serie sísmica debe relacionarse con la actividad submarina de la parte externa del Anticlinorio del Bajo Segura al este del cabo de Santa Pola.

3.11.7.3. Sismicidad de la Zona de Falla de Carrascoy

A lo largo de la Zona de Falla de Carrascoy se pueden identificar dos agrupaciones principales (**Fig. 3.21**).

Agrupación de Carrascoy: Esta agrupación, de forma elongada, se dispone a lo largo de la sierra y la parte adyacente de la Depresión del Guadalentín. Destacan en su interior los sismos de 1946 y 1961, de magnitudes 4,2 y 3,9 y sentidos con intensidades de VI y III en Sangonera y Murcia. Ninguno de ellos presenta réplicas registradas. Así mismo destaca el sismo de 1743 de intensidad VII en la ciudad de Murcia. El resto de la sismicidad de esta agrupación está compuesta por pequeños sismos registrados durante el Periodo Instrumental Moderno, sin identificarse ninguna serie sísmica entre ellos. Esta escasa sismicidad contrasta con la modernidad de las evidencias de actividad tectónica reciente que han sido identificadas a lo largo de esta falla. La ocurrencia de esta sismicidad debe relacionarse por tanto con las fallas que componen la Zona de Falla de Carrascoy, si bien no es posible relacionarla con ningún sistema de los dos principales NE-SW y E-W.

Agrupación Oeste de Carrascoy: En la terminación occidental del Sierra de Carrascoy se identifica una agrupación de pequeños sismos registrados durante el Periodo Instrumental Moderno. Si bien no es posible identificar ninguna serie sísmica en su interior, la característica distribución N-S que presenta la agrupación permite relacionarla razonablemente con la localización de fallas de igual dirección que controlan la terminación de la Sierra de Carrascoy.

3.11.7.4. Sismicidad de la Falla de Palomares (Terminación norte)

La sismicidad a lo largo de este borde es prácticamente inexistente. Destaca únicamente la localización de algunos epicentros en la zona del Corredor de Los Arejos (cf. 3.11.7.1).

3.11.7.5. Sismicidad de los Bordes Costeros

La distribución de epicentros submarinos se concentra casi exclusivamente al SE del Arco de Águilas y, especialmente, al norte del Campo de Cartagena (**Fig. 3.21**). En el primer caso se reconoce una escasa densidad de epicentros donde destaca únicamente un sismo de magnitud 3,7 registrado en el año 1936. No es posible relacionar la ocurrencia de esta sismicidad con la actividad de las fallas que componen el Escarpe de Mazarrón. Así mismo, destaca la casi nula representación de epicentros a lo largo de la continuación submarina de la Falla de las Moreras. Sin embargo, la parte continental de esta zona de falla presenta una serie sísmica registrada

(Serie Sísmica de Mazarrón de 1996), que es estudiada en el apartado 3.11.7.1, de sismicidad del interior de la zona.

Sismicidad de la extensión submarina del NE del Campo de Cartagena

La sismicidad a lo largo del borde este de esta zona, se concentra fundamentalmente a lo largo de la extensión submarina NE del Campo de Cartagena. En esta zona se localizan tres epicentros de sismos con magnitudes moderadas registrados durante los periodos instrumentales precario y antiguo. De entre ellos destaca el de 1984, de magnitud 3,6, que si bien presenta una buena localización (ERH<3 km), carece de registro de réplicas. El resto de la sismicidad está compuesta por pequeños sismos registrados dentro del Periodo Instrumental Moderno. Dentro de la extensión que define esta sismicidad no se han podido identificar agrupaciones representativas ni identificar series sísmicas. Sin embargo, se observa en general una orientación preferente NW-SE, que sería concordante con la prolongación submarina del Anticlinorio del Bajo Segura o de las Fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas.

3.11.8. Resumen y resultados

3.11.8.1. Sistemas de fallas del interior

En el interior de esta zona se localizan numerosos sistemas de fallas (N-S a NNE-SSW, NW-SE, NE-SW, WNW-ESE) según la depresión interior que se estudie. Todos los sistemas de fallas presentan evidencias de actividad al menos durante el Pleistoceno Inferior y Medio (Somoza, 1989). Las fallas de los sistemas NW-SE y N-S presentan además evidencias de movimientos durante el Pleistoceno Superior (I.T.G.E., 1993; Bardají, 1999; Zazo et al., 2003). La actividad más reciente se ha registrado en deformaciones asociadas al sistema NW-SE en depósitos de terrazas tirrenienses, teniendo la más moderna una edad aproximada de 95 ka (T-III). En algunas de estas fallas se han podido calcular tasas de deslizamiento vertical con valores máximos entre 0,06-0,075.

La sismicidad del interior de esta zona se concentra fundamentalmente en el borde norte del Campo de Cartagena. En esta zona se han identificado dos agrupaciones sísmicas y dos series sísmicas posiblemente relacionadas con la actividad del sistema NW-SE, ya que es el sistema de fallas mayoritario en la zona (series sísmicas de Murcia de 1998 y 2002). La máxima magnitud registrada es de 4,4. Por otra parte, si bien la sismicidad del interior del Campo de Cartagena es muy escasa hay que destacar la ocurrencia de varios sismos de magnitudes moderadas, el mayor de 4,2. Aunque la antigüedad de estos registros no ofrece información fiable para relacionarlos con la tectónica, la ocurrencia de esta sismicidad debe tener su origen principalmente en la actividad del sistema NW-SE. Así mismo, tanto la Agrupación Oeste de la Sierra de Carrascoy como la sismicidad presente en la parte este del Arco de Águilas (Corredor de los Arejos) debe relacionarse principalmente con el sistema N-S a NNE-SSW.

Considerando la longitud máxima de las trazas superficiales de estos dos sistemas de fallas en unos 10 km, se puede estimar que la rotura en superficie de una de estas fallas produciría un sismo de magnitud momento 6,24 (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con las evidencias de deformaciones más recientes el periodo medio de recurrencia de tales eventos debe asumirse en más de 10.000 años (10 ka).

3.11.8.2. Anticlinorio del Bajo Segura

Las conclusiones sobre el Anticlinorio del Bajo Segura se exponen considerando las tres partes fundamentales en que fue dividido (cf. 3.11.3): Parte externa, interna y marina.

Parte externa continental

La actividad reciente de la parte externa del Anticlinorio del Bajo Segura se ha registrado en los pliegues de La Marina y Santa Pola. La actividad de levantamiento más reciente en estos pliegues ha tenido lugar al menos desde hace 130 ka (Pleistoceno Superior), de acuerdo con el levantamiento registrado en las terrazas marinas tirrenienses T-II (Goy y Zazo, 1989; Zazo et al., 2003). La tasa de levantamiento del pliegue de La Marina debe ser superior a los 0,023 m/ka. Este levantamiento debe estar controlado por la actividad de pequeñas fallas E-W y N-S, de longitudes del orden de los 5 km como máximo.

La actividad sísmica registrada en esta parte es muy escasa y se concentra fundamentalmente en el domo de La Marina, donde se localizan dos sismos de magnitudes moderadas (3,5 y 3,8) registrados en los periodos instrumental precario y antiguo (Agrupación de Santa Pola).

De acuerdo con las longitudes máximas que presentan las fallas que controlan la morfología de los domos (5 km), se puede estimar que la magnitud momento correspondiente a la rotura en superficie de una de estas fallas sería de 5,89 (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con las evidencias más recientes de actividad la recurrencia de tales eventos debe suponerse en más de 10.000 años (10 ka).

Parte interna: Fallas del Bajo Segura, San Miguel de Salinas y Torrevieja

Las deformaciones directas más recientes observadas a través de perfiles geofísicos señalan que la actividad de la Falla del Bajo Segura alcanza al menos hasta el comienzo del Holoceno (10 ka) (Alfaro et al., 2002a,b). Por otra parte, de acuerdo con las deformaciones reconocidas en terrazas tirrenienses, la actividad de las fallas de San Miguel de Salinas y Torrevieja alcanza al menos hasta los 80-100 ka (Pleistoceno Superior) (Somoza, 1989). En el caso de la falla de San Miguel de Salinas es muy posible que su actividad llegue hasta el Holoceno dado el fuerte control morfológico que ejerce la falla sobre la topografía y la alta tasa de deslizamiento que ha podido estimarse.

La actividad sísmica en esta parte es bastante intensa, destacando la ocurrencia de numerosos terremotos históricos destructores, incluyendo el de mayor intensidad en toda la zona de trabajo (1829, Torrevieja, I_o=X), y sismos de magnitud moderada (hasta 4,4) (Agrupación del Bajo Segura-Torrevieja). Debido a la baja precisión de localización de estos eventos, unido a la inexistencia de series sísmicas importantes, y también debido a la complejidad tectónica de la zona, no ha sido posible establecer ninguna relación sismotectónica. La ocurrencia de esta sismicidad debe estar relacionada con la actividad conjunta de las fallas que componen el anticlinorio del Bajo Segura, si bien, muchos autores coinciden en relacionar la ocurrencia del terremoto de 1829 de Torrevieja con una rotura ciega de la Falla del Bajo Segura (e.g.: Alfaro et al., 2001).

La longitud de la traza superficial en continente medida en estas fallas, así como las magnitudes momento máximas que se pueden estimar a partir de ellas (Wells y Coppersmith, 1994), se exponen junto con las tasas de deslizamiento estimadas (cf. 3.11.3) en la **Tabla 3.5**. En el caso de la Falla del Bajo Segura se considera también la posibilidad de roturas en segmentos.

	Longitud (km)	Magnitud momento (**M**)	Tasa de deslizamiento (m/ka)
Falla de San Miguel de Salinas	17	6,51	0,30 v (s.e.)
Falla de Torrevieja	12	6,33	0,075 v (s.e.)
Falla del Bajo Segura (rotura completa)	30	6,79	0,23 n
Segmentos de la Falla del Bajo Segura:			
Hurchillo (Oeste)	12	6,33	0,35 n
Benejúzar (Centro)	10	6,24	0,23 n
Guardamar (Este)	8	6,13	0,12 n

Tabla 3.5. Longitud de la traza superficial, magnitud momento estimada a partir de ésta y tasa de deslizamiento de las fallas que componen la parte interna del Anticlinorio del Bajo Segura. v: tasa de deslizamiento vertical; (s.e.): sobrestimación; n: tasa de deslizamiento neto.

De acuerdo con el valor de la magnitud momento máxima y la tasa de deslizamiento estimada en cada falla, se pueden realizar una serie de estimaciones indirectas sobre la recurrencia media del evento de magnitud máxima (cf. 3.2.5) (**Tabla 3.6**). En el caso de la Falla de San Miguel de Salinas, aunque no se han reconocido deformaciones holocenas, es necesario considerar la posibilidad de valores de recurrencia menores de 10.000 años dada la alta tasa de deslizamiento que presenta esta falla. Los pares magnitud/recurrencia de mayor peligrosidad dentro de la estructura del Anticlinorio del Bajo Segura, es decir la combinación entre magnitudes y recurrencias más desfavorables, son los correspondientes a la rotura completa de la Falla del Bajo Segura (6,79/6.000) y a la rotura del segmento Hurchillo (6,33/1.700).

		Métodos				
Fallas	**M**	Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons	Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
S. Miguel de Salinas	6,51	[2.518– 6.623]	9.460	3.000	> 10.000	8.000 – 10.000
Torrevieja	6,33	[7.170 – 18.860]	38.942	9.000	> 10.000	10.000 – 30.000
Bajo Segura (total)	6,79	[5.573 – 14.658]	12.407	6.500	≤ 10.000	6.000 – 10.000
Segmentos de la Falla del Bajo Segura:						
Hurchillo (Oeste)	6,33	[1.536 – 4.041]	8.083	2.000	≤ 10.000	1.700 – 6.000
Benejúzar (Centro)	6,24	[1.973 – 5.189]	12.407	2.500	≤ 10.000	2.000 – 9.000
Guardamar (Este)	6,13	[3.072– 8.080]	24.103	3.500	≤ 10.000	3.000 – 10.000

Tabla 3.6. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) en las fallas que componen la parte interna del Anticlinorio del Bajo Segura, así como los diferentes segmentos de la Falla del Bajo Segura, a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

Parte marina:

La actividad tectónica reciente de la prolongación submarina del Anticlinorio del Bajo Segura ha sido evidenciada por el control que ejerce esta estructura en la sedimentación de depósitos de edad Cuaternario (I.T.G.E., 1994a). El estudio de la sismicidad localizada a lo largo de la banda marina del Anticlinorio del Bajo Segura ha puesto de manifiesto la ocurrencia de la Serie Sísmica de Santa Pola.

Considerando que la longitud de las fallas que componen la parte marina del Anticlinorio del Bajo Segura es del orden de las reconocidas en la parte interna continental, de 10 a 30 km, se puede estimar la posibilidad de ocurrencia de terremotos con magnitudes momento de 6,24 y 6,79 (Wells y Coppersmith, 1994). La recurrencia media de tales eventos debe asumirse en al menos varias decenas de miles de años, a falta de la realización de nuevos estudios sobre la edad de los depósitos cuaternarios afectados por esta estructura.

3.11.8.3. Falla de Carrascoy

La Zona de Falla de Carrascoy presenta evidencias de deformaciones recientes que abarcan el Pleistoceno Superior (Silva, 1994). La tasa de deslizamiento neta máxima de esta falla se ha estimado en unos 0,54 m/ka, a partir de datos de Silva (1994) y Sanz de Galdeano et al. (1998) (cf. 3.11.4).

La sismicidad registrada a lo largo de esta falla es bastante escasa sin existir registro de series sísmicas importantes. Destaca únicamente la ocurrencia de un terremoto histórico de intensidad VII y una máxima magnitud de 4,2, sin registro de réplicas (Agrupación de Carrascoy). Dado que la Falla de Carrascoy es la única estructura tectónica activa presente en esta zona la ocurrencia de esta sismicidad debe estar posiblemente relacionada con las fallas que componen la zona de falla.

De acuerdo con la longitud máxima que presentan algunas de las fallas principales NE-SW de la Zona de Falla de Carrascoy, 32 km, se puede estimar en 6,83 la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta traza (Wells y Coppersmith, 1994). Dado que hasta la fecha no se han reconocido deformaciones en depósitos de edad Holocena, la recurrencia de tales eventos debe estimarse en al menos 10 ka. Sin embargo, dada la alta tasa de deslizamiento que presenta esta falla, es necesario considerar la posibilidad de valores de recurrencia menores. A partir del dato de magnitud máxima y la tasa de deslizamiento se pueden realizar una serie de estimaciones indirectas de la recurrencia media de tales eventos (cf. 3.2.5), obteniéndose un valor comprendido entre 3.000 y 6.000 años (**Tabla 3.7**). Por tanto, y teniendo en cuenta la ausencia de deformaciones holocenas, la recurrencia media de terremotos máximos debe asumirse en torno a los 6.000-10.000 años. La realización de estudios paleosísmicos en la Falla de Carrascoy posiblemente redujeran de manera importante la incertidumbre de estos valores.

		Métodos				
Falla:	**M**	Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons	Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
Carrascoy	6,83	[2.560– 6.733]	5.192	3.500	> 10.000	6.000 – 10.000

Tabla 3.7. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) de la Falla de Carrascoy a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

3.11.8.4. Falla de Las Moreras y Escarpe de Mazarrón

La actividad tectónica de la Falla de las Moreras está relacionada con el levantamiento de la sierra del mismo nombre durante el Pleistoceno Inferior y Medio (Bardají, 1999). Así mismo, a lo largo de la extensión submarina de esta zona de falla por el Escarpe de Mazarrón se han reconocido deformaciones en depósitos de edad cuaternaria (Díaz del Río, 1991).

En relación con la sismicidad destaca la ocurrencia de la Serie Sísmica de Mazarrón de 1996 que presenta una localización y dirección coincidentes con la parte continental de la Zona de Falla de Las Moreras.

De acuerdo con la longitud de 15 km, correspondiente a la traza superficial más continua identificada en la parte continental de la Zona de Falla de Las Moreras, se puede estimar la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta longitud en 6,44 (Wells y Coppersmith, 1994). Por otra parte, si se consideran las longitudes máximas, del orden de 30 km, que presentan algunas de las fallas que componen la extensión submarina de la Zona de Falla de Las Moreras y el Escarpe de Mazarrón, se puede estimar una magnitud momento de 6,79. La recurrencia media de estos eventos debe estimarse en al menos varias decenas de miles, dado que por el momento no se han evidenciado deformaciones más recientes de Pleistoceno Medio.

3.11.8.5. Falla de Palomares (Terminación norte)

La actividad cuaternaria de la Falla de Palomares a lo largo del frente norte de la Sierra de Almenara e Hinojar abarca únicamente el Pleistoceno Inferior-Medio (Silva, 1994). La distribución de sismicidad a lo largo de este segmento es muy escasa, y no existe registro de terremotos de magnitudes moderadas ni de sismicidad histórica. De acuerdo con la longitud máxima que presentan algunas de las trazas de falla que componen la zona de cizalla, 10 km, se puede estimar una magnitud momento media de 6,24, correspondiente a un terremoto que rompiera toda esta longitud en superficie. Dada la ausencia de evidencias de deformaciones más recientes que Pleistoceno Medio, la recurrencia de tales eventos debe estimarse en al menos varias decenas de miles de años.

3.12. ZONA ME DE SIERRA FILABRES

3.12.1. Marco geológico y fisiográfico

Esta zona se localiza por entero en la provincia de Almería y dentro de las Zonas Internas del Orógeno Bético (**Fig. 3.22**). Desde el punto de vista fisiográfico se caracteriza por comprender la totalidad de la Sierra de los Filabres así como las pequeñas cuencas situadas en su vertiente norte, este y sur.

La Sierra de los Filabres (2.168 m) está compuesta fundamentalmente por rocas metamórficas de edades Precámbrico, Paleozoico y Triásico. Su estructura tectónica pre-neógena está formada por la superposición de los mantos de corrimiento de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. La estructura tectónica neógena está representada por un sistema de fallas de dirección general NW-SE muy penetrativo. El extremo occidental de la Sierra de los Filabres está determinado por un giro generalizado hacia NW-SE que da lugar a la aparición de la Sierra de Baza. En este sector se reconoce la prolongación del sistema de fallas NW-SE que limitan la vertiente oriental de la Sierra de la Baza por el interior de la Sierra de Filabres y su continuidad hasta entrar el Mar de Alborán a la altura de la ciudad de Almería (cf. aptdos. 3.7.4 y 3.8.4, de las zonas ME del Arco de Cazorla y Central Bética).

La Sierra de los Filabres limita al norte con la Sierra de las Estancias, de menor altitud (1.722 m) y con una estructura tectónica pre-neógena diferente, faltando el manto inferior Nevado-Filábride. Entre ambos relieves se localiza la Cuenca Alta del Almanzora y, en su extremo oriental, la Cuenca de Huércal-Overa. Desde el punto de vista geomorfológico la Cuenca Alta del Almanzora presenta una marcada linealidad E-W y una fuerte asimetría, localizándose el eje de la misma mucho más cerca de la vertiente norte de la Sierra de los Filabres que de la Sierra de las Estancias. Esta asimetría se observa así mismo en la disposición espacial de los sedimentos neógenos y cuaternarios, mucho más desarrollados en la margen de la Sierra de las Estancias (I.G.M.E., 1979b).

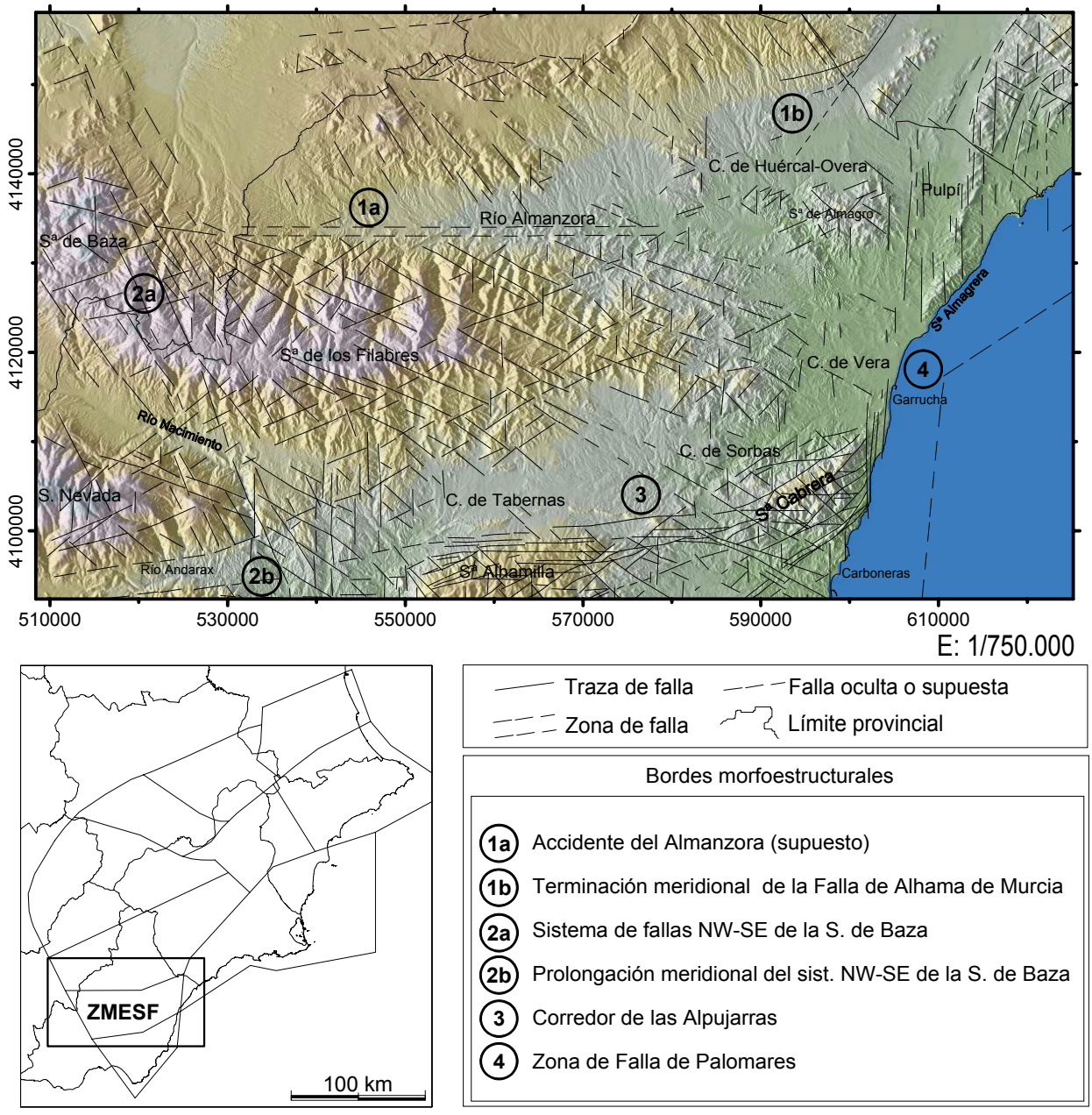


Figura 3.22. Zona Morfoestructural de Sierra Filabres. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

Todas estas observaciones permiten suponer la existencia de un accidente tectónico de importante longitud (50 km aprox.) que limitaría el borde norte de Sierra de los Filábrides a lo largo del valle del río Almanzora. La Cuenca de Huércal-Overa representa un área de cruce tectónico controlada por fallas inversas ENE-WSW, correspondientes al splay terminal de la Falla de Alhama de Murcia, fallas NE-SW a ENE-WSW y fallas normales de dirección general NW-SE.

La vertiente oriental de la Sierra de los Filabres está representada por una extensa zona deprimida formada por la conjunción de la Cuenca de Vera-Cuenca Baja del Almanzora. La mitad oriental de esta depresión, junto con la pequeña Cuenca de Pulpí, al norte, se sitúan dentro de la Zona de Falla de Palomares. La Falla de Palomares constituye una extensa zona de falla de dirección general NNE-SSW. El eje central de la zona de falla se identifica claramente desde la terminación oriental de la Sierra Cabrera, al sur, hasta las estribaciones meridionales de la Sierra de Almenara, pasando por el borde oeste de la Sierra Almagrera. La Zona de Falla de Palomares se extiende también por la plataforma continental hasta aproximadamente la altura de la población de Carboneras.

La Falla de Palomares es un accidente tectónico principal de las Cordilleras Béticas, tanto por su longitud como anchura y, además, constituye un contacto cortical (Larouzière et al., 1988; Silva et al., 1993; Comas et al., 2000). A lo largo de su traza se identifican centros de emisión de volcanismo calcoalcalino extruidos durante el final del Tortoniese y Messiniense (Bellon et al., 1983; Ott d'Estevou et al., 1990). La Falla de Palomares se formó a comienzos del Neógeno y ha continuado funcionando durante el Cuaternario.

En la vertiente sur de la Sierra de los Filabres se localizan las cuencas de Tabernas y Sorbas. El borde sur de estas cuencas está representado por la alineación ENE-WSW de las sierras de Alhamilla y Cabrera. Este borde está controlado por la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras y es expuesto en el apartado de la Zona ME de Almería.

A partir de la exposición anterior se puede deducir que los bordes norte, oeste y este de la Zona de Filabres están tectónicamente controlados por el Accidente del Almanzora-Terminación de la Falla de Alhama, el Sistema de Fallas NW-SE de la Sierra de Baza y la Zona de Falla de Palomares, respectivamente.

3.12.2. Sistemas de fallas del interior

En el interior de la Sierra de los Filabres se reconoce la presencia de tres sistemas de fallas con direcciones generales NE-SW a ENE-WSW, N-S y NW-SE (N120º-160º) (**Fig. 3.22**). Las trazas en superficie de las fallas del sistema NE-SW a ENE-WSW presentan longitudes máximas variables entre 5 y 10 km, y las del sistema N-S de unos 5 km. Las fallas de mayor longitud son las del sistema NW-SE, no superando por lo general los 15 km. La actividad tectónica cuaternaria de estas fallas es desconocida. Por otra parte, en las vertientes oriental y meridional de la Sierra de los Filabres se identifican fallas N120º y N160º, que penetran por el interior de las cuencas de Vera y Tabernas-Sorbas. En el interior y borde sur de la Cuenca de Sorbas se han descrito deformaciones en depósitos cuaternarios atribuidas a la actividad de pequeñas fallas normales de orientación general NW-SE y N-S (Sanz de Galdeano, 1989 y 1987; Mather et al., 1991; Mather y Stokes, 1996 en Mather, 2000), así como fallas inversas y pliegues de dirección general E-W (Ott d'Estevou y Montenat, 1990).

3.12.3. Borde norte: Accidente del Almanzora y terminación sur de la F. de Alhama de Murcia

El borde norte de esta zona está definido con base en la fuerte linealidad E-W que presenta la Cuenca Alta del Almanzora, controlada por el supuesto Accidente del Almanzora

(cf. aptdo. 3.12.1 de esta zona), y en su extremo oriental por la Cuenca de Huércal-Overa donde se produce la terminación meridional de la Falla de Alhama de Murcia (**Fig. 3.22**).

La actividad tectónica reciente del supuesto Accidente del Almanzora, concretamente de su extremo más oriental, podría estar relacionada con el levantamiento de la Sierra de Almagro. La Sierra de Almagro (711 m) está compuesta por rocas metamórficas del basamento bético y se localiza en el extremo oriental de la Sierra de los Filabres. Este relieve constituye el borde sur de la Cuenca de Huércal-Overa y a través de él se produce el giro SW del río Almanzora para dar paso a la Cuenca de Vera. El levantamiento diferencial de la Cuenca de Vera respecto de la Huércal-Overa/Almanzora durante el Pleistoceno habría supuesto la captura de esta última cuenca por un fenómeno de erosión remontante desde la vertiente sur de la Sierra de Almagro (Stokes y Mater, 2003). Concretamente, el levantamiento de ambas cuencas desde el Plioceno se estima en más de 0,05 y menos de 0,02 m/ka, respectivamente. Por tanto, la Sierra de Almagro actuó como un umbral tectónico que determinó el levantamiento diferencial de sendas cuencas, dentro de un contexto de levantamiento generalizado. En la vertiente norte de esta sierra se ha identificado un sistema de pequeñas fallas normales, con longitudes menores de 5 km, que presentan evidencias de actividad hasta al menos el Pleistoceno tardío (García-Meléndez et al., 2003).

El borde norte de la Cuenca de Huércal-Overa se encuentra tectónicamente controlado por el splay de fallas inversas de dirección general ENE-WSW que componen la terminación meridional de la Falla de Alhama de Murcia. Estudios de paleosismicidad, actualmente en desarrollo han confirmado preliminarmente la actividad de alguna de estas fallas al menos durante el Pleistoceno Superior (Martínez-Díaz, com. pers.). La longitud máxima cartografiada de las trazas superficiales de estas fallas es de unos 10 km. Por otra parte, en el interior de la Cuenca de Huércal-Overa se han identificado pequeñas fallas normales de direcciones N140º-160º y N120º que producen deformaciones recientes en depósitos de edad Pleistoceno Medio, quizá más modernos (Briend et al., 1990; García-Meléndez et al., 2003).

3.12.4. Borde oeste: Sistema de fallas NW-SE de la Sierra de Baza

El borde occidental de esta zona se ha establecido con base en el cambio de dirección hacia NW-SE que experimenta la Sierra de Filabres, dando paso a la Sierra de Baza (**Fig. 3.22**). Este giro coincide con la prolongación hacia el sur del sistema de fallas NW-SE que se reconoce claramente a lo largo de la vertiente oriental de la Sierra de Baza (cf. 3.8.4). Algunos autores consideran la posibilidad de que estas fallas representen una prolongación de la directriz de la Falla de Tíscar (cf. 3.7.4) hasta el Mar de Alborán (e.g.: Sanz de Galdeano, 1983). Dentro de la Zona ME de Sierra Filabres esta prolongación controlaría la zona de confluencia entre las cuencas de Tabernas, Nacimiento y Cuenca Alta del Andarax, así como el límite oriental de Sierra Nevada.

Las trazas en superficie de estas fallas presentan longitudes por lo general inferiores a los 15 km. Su actividad tectónica reciente es desconocida. Sin embargo, de acuerdo con las deformaciones reconocidas en la vertiente oriental de la Sierra de Baza (Goy et al., 1989a), se puede suponer que la actividad de alguna de estas fallas abarca el Pleistoceno Medio.

3.12.5. Borde este: Zona de Falla de Palomares continental y submarina

La Falla de Palomares (Bousquet et al., 1979) conforma una zona de falla de unos 10-15 km de ancho que se reconoce claramente con dirección NNE-SSW a lo largo de unos 45 km desde la terminación oriental de la Sierra Cabrera, al sur, hasta las estribaciones meridionales de la Sierra de Almenara al norte (**Fig. 3.22**). Así mismo, la Falla de Carboneras se continúa a través de la plataforma continental por unos 15 km hasta aproximadamente la altura de la población de Carboneras. Toda esta longitud, 45-60 km, se ha denominado segmento

Carboneras-Almenara (o Falla de Palomares s.s.), para diferenciarla de la terminación norte, o segmento Almenara-Hinojar, donde la Falla de Palomares experimenta un giro progresivo hacia ENE-WSW conformando el contacto con la margen sur de la Depresión del Guadalentín (cf. aptdo. 3.11.5 de la Zona ME de Cartagena).

La Zona de Falla de Palomares s.s. está compuesta mayoritariamente por fallas principales de dirección general N-S, con longitudes máximas entre 10 y 15 km. La expresión morfológica de las trazas en superficie de estas fallas es bastante irregular, identificándose las mayores longitudes asociadas a los frentes montañosos, especialmente el de Sierra Cabrera (919 m) al sur y el de Sierra Almagrera (367 m) al norte.

La extensión submarina de la Zona de Falla de Palomares ha sido reconocida a lo largo de la plataforma continental, donde se observa el importante control morfológico que ejerce tanto sobre la línea de costa como sobre el talud continental (Escarpe de Palomares) (I.G.M.E., 1982a). Hacia el norte el Escarpe de Palomares gira en dirección NE-SW y enlaza con el Escarpe de Mazarrón, de similares características morfológicas (I.T.G.E., 1990) (cf. 3.11.6). Hacia el sur la continuidad submarina de la Falla de Palomares se interrumpe aproximadamente a la altura de la población de Carboneras (cf. aptdo. 3.13.5 de la Zona ME de Almería). Aproximadamente a partir de este punto tiene lugar un ensanchamiento generalizado de la plataforma continental y la aparición de numerosos relieves submarinos de origen volcánico (I.G.M.E., 1982a). Así mismo, el talud continental experimenta un brusca reducción de su pendiente y gira en dirección NE-SW dejando de estar controlado por la Falla de Palomares que desaparece.

La Falla de Palomares se formó a comienzos del Neógeno con un funcionamiento cinemático principal de desgarre sinestroso que cizalló la estructura heredada de las Béticas Internas (sierras de Cabrera y Almagrera) y controló la formación de las cuencas de Vera y Pulpí (Bousquet, 1979; Ott d'Estevou et al., 1990; Aellen de La Chapelle, 1990). A partir del Messiniense la cinemática de desgarre cesaría gradualmente hasta funcionar predominantemente como falla normal a comienzos del Plioceno (Huibregtse et al., 1998; Jonk y Biermann, 2002). El desplazamiento horizontal total absorbido por la zona de falla varía, según diferentes autores, entre 14-25 km (Völk, 1967; Weijermars, 1987; Huibregtse et al, 1998). Por otra parte, el funcionamiento normal Plioceno de la Falla de Palomares debe ser responsable del menor levantamiento que ha experimentado la Cuenca de Vera respecto de la adyacente Cuenca de Sorbas, al sur. Mientras que la Cuenca de Sorbas se ha levantado desde el Plioceno Inferior a la actualidad con una velocidad de 0,07-0,10 m/ka, la de Vera presenta velocidades del orden de 0,03-0,06 m/ka (Braga et al., 2003).

Las evidencias de actividad tectónica cuaternaria de la Zona de Falla de Palomares se han reconocido tanto en depósitos sedimentarios de origen continental como marino.

Evidencias de actividad reciente en depósitos continentales

Las evidencias de deformaciones recientes en sedimentos cuaternarios continentales se localizan en la mitad norte de la Zona de Falla de Palomares, concretamente en la Cuenca de Pulpí. En el interior de esta zona Wenzens y Wenzens (1997) describen superficies de glacis de Cuaternario antiguo (Pleistoceno Inferior?) afectados por pequeñas fallas de longitudes entre 5-7 km y dirección general N-S. En una de estas fallas (Falla de la Pasadera) se pueden estimar saltos en la vertical entre 6 y 10 m. Asumiendo que el funcionamiento de estas fallas tiene lugar desde el final del Pleistoceno Inferior (700 ka) se puede estimar para la Falla de la Pasadera una tasa de deslizamiento vertical de unos 0,01 m/ka.

A unos 3 km de la Falla de la Pasadera se localiza el frente montañoso de Sierra Almagrera, caracterizado por la marcada linealidad N-S que presenta su vertiente occidental a lo largo de unos 5 km. A partir del trabajo de Booth-Rea et al. (2003) se puede estimar que la

actividad normal de la falla que controla este frente (Falla de Artea) ha producido la acumulación de un máximo de 100 m de sedimentos desde el inicio del Cuaternario (1600 ka). De acuerdo con este dato se puede estimar una tasa de deslizamiento máximo para esta falla de unos 0,006 m/ka desde el inicio del Cuaternario.

La continuación hacia el norte de la vertiente occidental de la Sierra Almagrera presenta un carácter bastante sinuoso hasta que enlaza con la estribación meridional de la Sierra de la Almenara donde adquiere de nuevo cierta linealidad en su contacto con la Depresión de Pulpí. En esta zona Silva et al. (1997) han descrito pequeños fallamientos en depósitos de edad Pleistoceno Inferior así como dos escarpes de falla normal de unos 2,5 y 1,8 m de altura y 5 km de longitud desarrollados respectivamente en depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Inferior-Medio y Pleistoceno Superior. Estos autores relacionan la altura del escarpe más moderno (1,8 m) con un salto cosísmico anterior al último máximo glacial (>20 ka). Esta suposición ha de considerarse con cuidado, ya que con la información disponible es imposible estimar el número real de saltos cosísmicos que han podido dar lugar a este escarpe. A partir de los datos de estos autores se pueden estimar unas tasas máximas de deslizamiento vertical de 0,01-0,02 m/ka desde el inicio del Pleistoceno Superior (125 ka). Por otra parte, Silva (1994) a partir del dato de 300 m de potencia que presentan los materiales detríticos plio-cuaternarios de la Depresión de Pulpí, reconocido por geofísica, estima una tasa de deslizamiento vertical de 0,06 m/ka.

Finalmente, a lo largo de la Cuenca de Vera se han descrito deformaciones en depósitos de edad Pleistoceno provocados por pequeñas fallas NNW-SSE (Stokes 1997). En una de estas fallas Stokes y Mather (2000) calculan un salto de 100 m entre dos superficies de abanico aluvial. Dadas las características y potencia de la calcreta que corona estas superficies la edad de los abanicos se puede estimar en Pleistoceno Inferior, y la tasa máxima de deslizamiento de la falla en unos 0,01 m/ka.

Evidencias de actividad reciente en depósitos marinos

Las deformaciones en depósitos marinos se localizan a lo largo de la costa meridional, en las cercanías de las poblaciones de Mojacar y Garrucha. En esta zona se ha identificado una serie de terrazas marinas tirrenienses (Pleistoceno Superior) afectadas por pequeñas fallas normales de dirección general N-S (Bousquet, 1979; Goy y Zazo, 1986). La terraza más moderna afectada por estas fallas, la T-III, ha sido datada por el método del Uranio-Torio obteniéndose una edad de aproximadamente 100 ka (Goy y Zazo, 1986). La tasa de levantamiento tectónico de la costa puede estimarse a partir de las cotas sobre las que se sitúan los depósitos de la terraza tirreniense T-II, de edad aproximada 130 ka, ya que se conoce que el nivel del mar en esa época se localizaba unos 2 metros por encima del actual (Zazo et al., 2003). De este modo se ha estimado una tasa de levantamiento tectónico en este área entre 0,04 y 0,08 m/ka.

3.12.6. Análisis sismotectónico de superficie

La sismicidad de esta zona se caracteriza por el gran número de terremotos de magnitudes moderadas registradas en su interior y borde norte (**Fig. 3.23**). Así mismo, destaca la ocurrencia en el borde oriental de la Serie Sísmica de Gérgal de 2002, con un gran número de réplicas registradas. Respecto a la sismicidad histórica destaca el registro de un único terremoto de intensidad moderada-grande, el de 1518 en Vera (Almería) de intensidad IX.

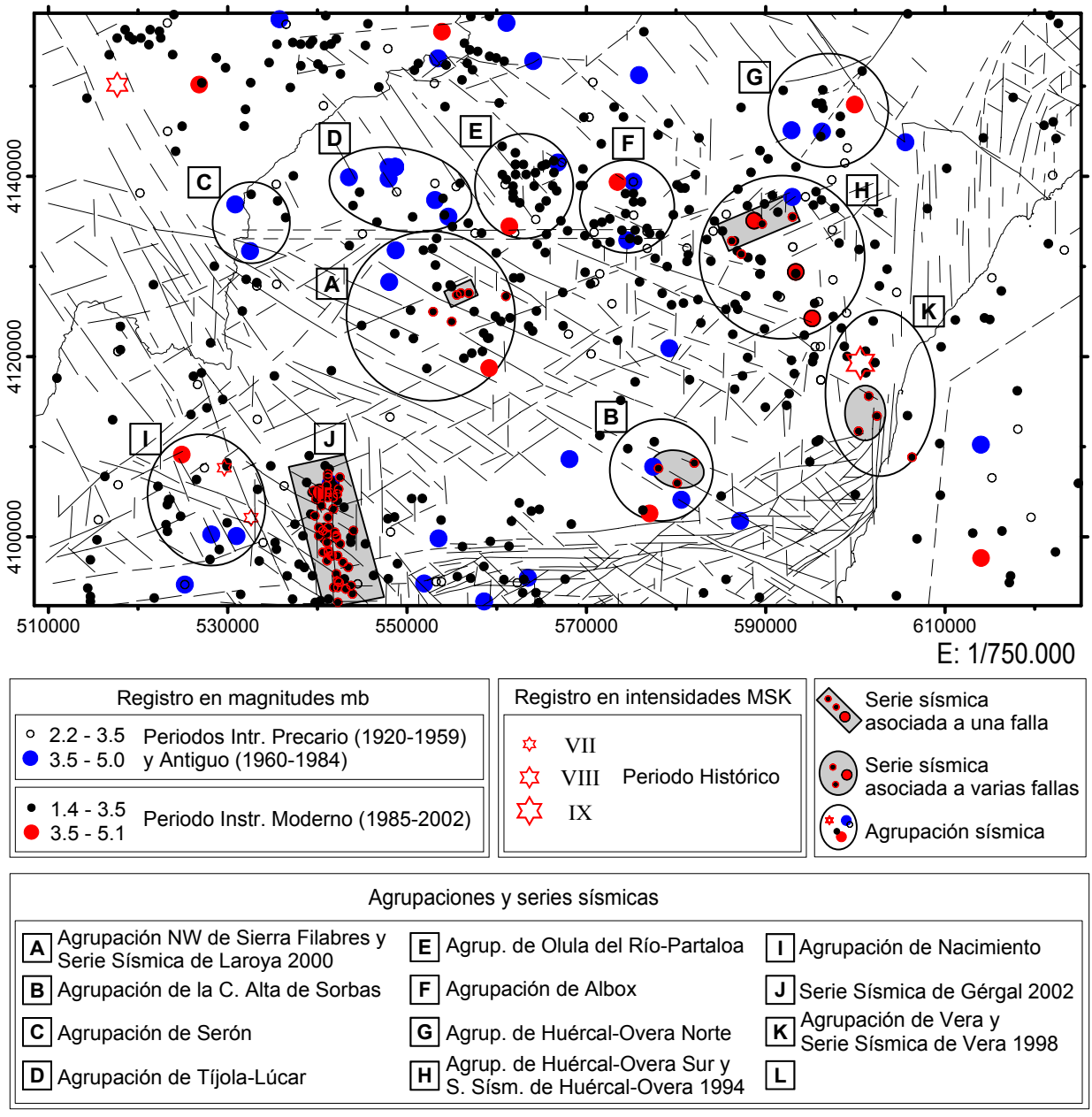


Figura 3.23. Zona Morfoestructural de Sierra Filabres. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.22.

3.12.6.1. Sismicidad del interior de la zona

La sismicidad del interior de esta zona se caracteriza por haber sido registrada mayoritariamente durante el periodo instrumental moderno y se concentra preferentemente en la vertiente norte de la Sierra de los Filabres. La distribución general de los epicentros tiene lugar en concordancia con las direcciones de los principales sistemas de fallas de la zona, NE-SW y NW-SE. El mecanismo focal de uno de estos terremotos (25/02/95, m=3,2) ha sido calculado por Herraiz et al. (2000) deduciendo un plano de falla de dirección N130-152º (NW-SE) y buzamiento 83-86º hacia el SW. En base a la localización de los terremotos con mayores magnitudes es posible diferenciar dos agrupaciones, una en la parte NW de la Sierra de los Filabres y otra en la vertiente sur, en la parte alta de la Cuenca de Sorbas (**Fig. 3.23**).

Agrupación NW de la Sierra de los Filabres: Esta agrupación está compuesta mayoritariamente por eventos de magnitudes bajas registrados durante el periodo instrumental moderno. La sismicidad de magnitudes moderadas está representada por la ocurrencia de dos sismos de magnitud 4,1 en 1935 y 1955, sentidos con intensidades respectivas de IV y VI en Tíjola (Almería); y por un evento de 4,2 registrado en 1987 del que no existe registro de réplicas. En el interior de la agrupación se ha identificado una serie sísmica de baja magnitud (**Serie Sísmica de Laroya 2000**). Esta serie está compuesta por seis eventos registrados durante los días 10 y 11 de septiembre de 2000. Las magnitudes de los sismos se sitúan entre 1,4 y 2,3. La distribución general de los epicentros señala una alineación preferente NE-SW representada por tres terremotos, con error de localización inferior al kilómetro. La ocurrencia de estos terremotos debe atribuirse a una pequeña rotura en un plano de falla NE-SW, que provocaría indirectamente la ocurrencia de otros sismos de baja magnitud en fallas cercanas NW-SE.

Agrupación de la Cuenca Alta de Sorbas: Esta agrupación se ha definido sobre la base de la coincidencia existente entre la prolongación meridional de las fallas NW-SE de la Sierra de los Filabres y la localización de varios sismos de magnitud moderada, así como de una pequeña serie sísmica. Los eventos de mayor tamaño fueron registrados en 1952, 1956 y 1995, y presentan magnitudes respectivas de 4,1, 4,2 y 3,9. El primero de ellos fue sentido con intensidad V en Sorbas (Almería). El resto de esta agrupación está representada por pequeños sismos registrados durante el periodo instrumental moderno. Entre ellos destaca la ocurrencia de tres sismos de magnitudes 2,7, 3,1 y 2,8 el 20 de Marzo de 1988. El bajo número de eventos que componen esta serie no permite establecer ninguna relación sismotectónica. Sin embargo, la presencia de esta serie, unida a la existencia de registro antiguo de terremotos de magnitud moderada, permite suponer que la ocurrencia de esta sismicidad está relacionada con las fallas NW-SE cartografiadas en la zona.

3.12.6.2. Sismicidad del borde norte

A lo largo de este borde se localizan numerosos epicentros sísmicos, especialmente en la margen izquierda del río Almanzora y por el interior y bordes de la Cuenca de Huércal. En base a la localización de los eventos de magnitud moderada se han distinguido las siguientes agrupaciones principales, de oeste a este: Serón, Tíjola-Lucar, Olula del Río-Partaloa, Albox, Huércal-Overa Norte y Huércal-Overa Sur (**Fig. 3.23**).

Agrupación de Serón: Esta agrupación se ha definido básicamente por la localización en su interior del sismo de 1962 de magnitud 4,7 sentido con intensidad IV en Caniles (Granada). A parte de este evento dentro de la agrupación se localiza un sismo de magnitud 3,5 registrado en 1984, y tres sismos de magnitudes pequeñas. Dada la escasa representación de sismicidad, así como la falta de registro de réplicas del sismo de Caniles, no es posible establecer ninguna relación sismotectónica. La ocurrencia de esta sismicidad podría atribuirse tanto a movimientos

en fallas del sistema NW-SE como del NE-SW, o incluso a fallas E-W de la terminación occidental del Accidente del Almanzora.

Agrupación de Tíjola-Lúcar: En el interior de esta agrupación se localiza la serie sísmica de Lúcar de 1932, compuesta por un sismo principal de magnitud 4,8, que produjo daños de intensidad VIII en Lúcar (Almería), y tres réplicas de magnitudes 3,5, 3,7 y 4,0 localizadas junto al evento principal. A parte de esta serie en el interior de la agrupación se identifican cinco terremotos con magnitudes entre 3,6 y 4,1 registrados entre 1944 y 1981, dentro del periodo instrumental precario y antiguo. Ninguno de estos eventos presenta registro de réplicas. Dada la baja calidad en la localización de estos eventos no es posible correlacionar con seguridad la ocurrencia de esta sismicidad ni con el Accidente del Almanzora ni con ninguna falla concreta de la zona. Sin embargo, dada la situación general que presentan los epicentros lo más razonable es que su ocurrencia este relacionada fundamentalmente con movimientos en las fallas del sistema NW-SE de la vertiente sur de la Sierra de las Estancias.

Agrupación de Olula del Río-Partaloa: La sismicidad de esta agrupación está compuesta mayoritariamente por eventos de magnitudes bajas registrados durante el periodo instrumental moderno. En el interior se localizan dos sismos de magnitudes moderadas, registrados en 1972 y 1996 con magnitudes de 4,8 y 3,7 respectivamente. El más antiguo fue sentido con intensidad VII en Partaloa (Almería). Ninguno de ellos tiene registradas réplicas. La distribución general de la sismicidad marca claramente alineaciones NW-SE coincidentes con la dirección del sistema de fallas predominante en la zona. La ocurrencia de sismicidad, si bien puede deberse también a movimientos en otros sistemas de fallas, como N-S o NE-SW, debe relacionarse fundamentalmente con las fallas NW-SE de la vertiente sur de la Sierra de las Estancias.

Agrupación de Albox: En el interior de esta agrupación se identifican tres sismos de magnitud moderada, registrados en 1953, 1980 y 1996 y con magnitudes de 3,7, 3,6 y 3,7. La máxima intensidad sentida fue de grado IV en Albox (Almería). El resto de los epicentros se corresponden mayoritariamente con sismos registrados durante el periodo instrumental moderno. La distribución de los epicentros no señala ninguna alineación evidente, si bien en la parte sur se aprecia una alineación E-W coincidente con la traza supuesta del Accidente del Almanzora. Sin embargo, ya que no se ha podido identificar ninguna serie sísmica de interés que avale esta correlación, la ocurrencia de sismicidad en esta agrupación puede estar relacionada con movimientos en cualquiera de los otros sistemas de fallas presentes en la zona (N120º, NE-SW, N-S).

Agrupación Huércal-Overa Norte: Dentro de esta agrupación se localizan tres sismos de magnitudes 4,0, 3,6 y 3,9 registrados respectivamente en 1950, 1972 y 1996, produciendo éste último una intensidad de V sentida en Las Norias (Almería). Ninguno de ellos presenta registro de réplicas. El resto de la sismicidad son eventos de magnitud baja registrados en su mayoría en el periodo instrumental moderno. La distribución de la sismicidad no señala ninguna alineación preferente. La ocurrencia de esta sismicidad puede atribuirse a la actividad de cualquiera de las fallas presentes en la zona, como la prolongación meridional de la Falla de Alhama, las fallas E-W de su splay terminal, o fallas ocultas del sistema NW-SE.

Agrupación de Huércal-Overa Sur: Esta extensa agrupación ha sido definida sobre la base de la identificación de la **Serie Sísmica de Huércal-Overa de 1994**. Esta serie está compuesta por siete sismos registrados durante los días 8 y 23 de abril de 1994. El evento principal presenta una magnitud de 3,9, y dos de las réplicas 3,5 y 3,6. El mecanismo focal del evento principal ha sido calculado por Herraiz et al. (2000) obteniendo una solución de falla normal de dirección N35-57º (NE-SW) y buzamiento 54-55º hacia el NW. La distribución de las réplicas tiene lugar mayoritariamente en las cercanías del evento principal, alineándose en dirección NE-SW, coherente con la dirección del plano de falla deducido del mecanismo focal.

Al sur del evento principal se localizan las dos réplicas de mayor magnitud. La ocurrencia de estos eventos debe estar relacionada con pequeñas roturas en fallas cercanas de los sistemas NW-SE ó N-S inducidas tras la ocurrencia del sismo principal. La sismicidad del resto de sismos en esta agrupación está representada fundamentalmente por magnitudes bajas registradas durante el periodo instrumental moderno. Destaca únicamente el sismo de 1949 de magnitud 3,5 sentido con grado V en Huércal Overa (Almería). A diferencia de las agrupaciones anteriores en ésta existen un registro relativamente importante de sismos históricos, con intensidades variables entre V y VI sentidos en Huércal-Overa y Cuevas de Almanzora (Almería). La distribución general del los epicentros que componen esta agrupación señala alineaciones preferentes NW-SE y NE-SW, de modo similar a como se observó en la agrupación NW de Sierra de los Filabres (cf. aptdo. anterior). La ocurrencia de esta sismicidad debe relacionarse con movimientos en las fallas de cualquiera de los sistemas representados en el interior (N120º, NW-SE, NE-SW, N-S).

3.12.6.3. Sismicidad del borde oeste

El borde oeste de esta zona presenta en general una escasa sismicidad que se distribuye fundamentalmente en su parte más meridional. En esta zona se ha identificado una agrupación sísmica, y la Serie Sísmica de Gérgal 2002 (**Fig. 3.23**).

Agrupación de Nacimiento: Esta agrupación está definida sobre la base de la ocurrencia de tres sismos de magnitud moderada y la localización de dos epicentros de terremotos históricos. Los sismos históricos acaecieron en 1783 y 1894 y fueron sentidos con intensidad VII en Alboloduy y Nacimiento. Por otra parte, en esta agrupación se han registrado dos sismos de magnitud 4,0 en 1947 y 1981, sentidos con intensidad V en Albodoluy, y uno de 3,5 en 1999, que no presenta réplicas registradas. El resto de los epicentros están representados por sismos de magnitud baja registrados mayoritariamente en el periodo instrumental moderno. Debido a la escasa representación de sismicidad, así como a la falta de registro de réplicas de los sismos de magnitud moderada, no es posible establecer en esta agrupación relaciones sismotectónicas claras. La ocurrencia de sismicidad puede ser debida a movimientos en fallas de cualquiera de los sistemas representados en la zona, N-S, NW-SE (N120º a N140º) y NE-SW.

Serie Sísmica de Gérgal de 2002: La serie sísmica de Gérgal se inició el 4 de febrero de 2002 con la ocurrencia de un sismo principal de magnitud 5,1 sentido con intensidad V en Gérgal (Almería). Esta magnitud es la máxima registrada en todo el catálogo del periodo instrumental moderno de la zona de trabajo. La ocurrencia del sismo principal fue seguida por unas 50 réplicas, hasta aproximadamente el 15 de febrero de 2002. Las réplicas presentan magnitudes entre 3,1 y 1,5. La nube de epicentros señala claramente una alineación preferente entre N-S y NNW-SSE y presenta una longitud máxima de unos 15 km y un ancho de hasta 4 km. El mecanismo focal del evento principal ha sido calculado por el Instituto Geográfico Nacional y el Instituto Andaluz de Geofísica, obteniendo ambos una solución de falla normal orientada NNW-SSE. La mayor concentración de epicentros tiene lugar a lo largo de la Rambla de Gérgal, desde su salida de la Sierra de los Filabres hasta su desembocadura en el río Andarax dentro de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (cf. aptdo. de la Zona ME de Almería). Dentro de la nube principal réplicas se pueden distinguir claramente tres concentraciones mayores de epicentros, con una longitud aproximada de 4 km, que se sitúan en la parte norte, junto al sismo principal, y en las partes central y sur. La dirección general de la Rambla de Gérgal es N-S y está claramente controlada por fallas del sistema N-S. Por otra parte, la longitud de las trazas superficiales de las fallas N-S de la Rambla de Gérgal está limitada por el cruce con fallas del sistema N120º. Las tres concentraciones de réplicas descritas anteriormente parecen localizarse preferentemente en estas zonas de cruce. La serie sísmica de Gérgal podría interpretarse entonces como la ocurrencia solapada de varias series sísmicas

relacionadas con reajustes dinámicos entre fallas de ambos sistemas. La ocurrencia del sismo principal en una falla de dirección NNW-SSE a N-S habría producido la concentración de réplicas del norte e, indirectamente, por reajustes en el campo de esfuerzos, las otras agrupaciones en zonas de cruce con fallas N120º.

El mecanismo focal de un terremoto anterior a la ocurrencia de la Serie de Gérgal (30/03/94, m=3,1) fue calculado por Herraiz et al. (2000), obteniendo una solución de falla normal con dirección N127-130º (sistema N120º) y buzamiento de 27-85º hacia el NW. Este dato pone de manifiesto la actividad sísmica de fallas N120º además de las N-S.

3.12.6.4. Sismicidad del borde este: Zona de Falla de Palomares

La localización de epicentros sísmicos a lo largo y ancho de la extensa Zona de Falla de Palomares es bastante escasa. Destaca únicamente la agrupación sísmica localizada en su extremo sur, en la zona de la Cuenca de Vera y borde norte de la Sierra Cabrera (**Agrupación de Vera**) (**Fig. 3.23**). Esta agrupación se ha definido basándose en la localización del sismo de intensidad IX en Vera (Almería) en 1518 y en la identificación de la pequeña **Serie Sísmica de Vera de 1998**. Esta serie está compuesta por cuatro sismos de magnitud baja, entre 1,8 y 2,4, registrados el 31 de octubre de 1998. La distribución de los epicentros señala una alineación preferente de dirección general N-S. Sin embargo, dada la escasez de sismos que componen esta serie, así como el relativo alto error que presenta su localización, entre 3 y 6 km, no es posible establecer ninguna relación sismotectónica con las fallas NNE-SSW cartografiadas en la zona. La ocurrencia de esta serie sísmica, así como la del terremoto histórico de Vera o la del resto de la sismicidad instrumental localizada a lo largo de este borde, puede haber sido generada tanto por fallas NNE-SSW de la Zona de Falla de Palomares como por fallas del sistema NW-SE.

3.12.7. Resumen y resultados

3.12.7.1. Sistemas de fallas NW-SE, N-S y NE-SW

Durante el desarrollo del análisis morfoestructural y sismotectónico de esta zona se ha puesto de manifiesto la similitud que presentan los sistemas de fallas NW-SE, N-S y NE-SW a ENE-WSW, independientemente de su localización en los bordes o el interior de la zona.

La actividad reciente de las fallas del sistema NW-SE (N120º y N160º), se ha evidenciado en depósitos del Pleistoceno Medio en la vertiente oriental de la Sierra de Baza (Goy et al., 1989a) y en la Cuenca de Huércal-Overa (Briend et al., 1990; García-Meléndez et al., 2003). Así mismo, en la Cuenca de Sorbas se han descrito deformaciones en cuaternarios asociadas a fallas NW-SE y N-S (Sanz de Galdeano, 1989 y 1987; Mather et al., 1991; Mather y Stokes, 1996 en Mather, 2000).

La distribución de los epicentros sísmicos en el interior y bordes norte y oeste de esta zona señala alineaciones preferentes coincidentes con las direcciones de los sistemas NW-SE y NE-SW. A través de la identificación de las series sísmicas de Laroya de 2000 y de Huércal-Overa Sur de 1994, así como del mecanismo focal de algunos terremotos, se han podido establecer relaciones sismotectónicas claras con las direcciones NE-SW y NW-SE. Respecto al sistema N-S, la ocurrencia de la Serie Sísmica de Gérgal 2002, supone la mejor evidencia de la actividad sísmica actual de las fallas del sistema N-S.

Considerando las trazas superficiales máximas que presentan las fallas del sistema NE-SW a ENE-WSW, N-S y NW-SE, respectivamente de 5-10 km, 5 km y 15 km, se puede estimar la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta longitud en 5,89-6,24, 6,24 y

6,44 (Wells y Coppersmith, 1944). La recurrencia de tales eventos, a falta del desarrollo de nuevos estudios de campo, debe estimarse en al menos varias decenas de miles de años.

3.12.7.2. Accidente del Almanzora y terminación meridional de la Falla de Alhama de Murcia

No se han encontrado en la literatura evidencias de actividad reciente asociadas con la actividad del supuesto Accidente del Almanzora. Asumiendo que el levantamiento de la Sierra Almagro está relacionada con el funcionamiento reciente de este accidente se puede interpretar que su actividad abarcaría el Pleistoceno en sentido amplio. Por otra parte, en algunas de las fallas E-W del splay terminal de la Falla de Alhama de Murcia se han reconocido provisionalmente evidencias directas de actividad al menos durante el Pleistoceno Superior.

A lo largo de ambas zonas de falla se localizan numerosos epicentros sísmicos. Sin embargo, el análisis sismotectónico ha puesto de manifiesto que la ocurrencia de esta sismicidad puede estar relacionada con la actividad de fallas de otros sistemas presentes en la zona, especialmente el NW-SE.

Considerando un valor de 10 km como representativo de la longitud máxima que presentan las trazas superficiales de las fallas E-W del splay terminal de la Falla de Alhama de Murcia, se puede estimar que la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta longitud sería de 6,24 (Wells y Coppersmith, 1994). A la espera de que los trabajos de paleosismicidad que se están llevando a cabo en estas fallas sean presentados definitivamente, la recurrencia de tales eventos debe asumirse más de 10.000 años.

3.12.7.3. Falla de Palomares

Las evidencias de actividad más reciente encontradas en fallas pertenecientes a la Zona de Falla de Palomares s.s. (o segmento Carboneras-Almenara) abarcan el Pleistoceno Superior (Silva et al., 1997) y, concretamente en la parte meridional costera, los últimos 100 ka (Goy y Zazo, 1986). A partir de los estudios de diversos autores se han podido estimar tasas de deslizamiento vertical entre 0,01 y 0,08 m/ka, éste último valor estimado en la parte meridional costera.

La localización de epicentros a lo largo y ancho de la Zona de Falla de Palomares es muy escasa, y no ha permitido establecer ninguna relación sismotectónica.

Considerando que la longitud máxima de las trazas superficiales de las fallas que componen la Zona de Falla de Palomares es de unos 10-15 km, se puede estimar que la magnitud momento media de un terremoto que rompiera toda esta longitud sería de 6,24-6,44 (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con la edad de las deformaciones más recientes conocidas (100 ka) y con la baja tasa de deslizamiento vertical que presentan estas fallas, la recurrencia de tales eventos debe asumirse en más de 10 ka. Considerando el valor de magnitud de 6,44 y asumiendo que la tasa de deslizamiento neta de las fallas es fundamentalmente en la vertical, con un valor máximo de 0,08 m/ka, se pueden realizar una serie de estimaciones indirectas de la recurrencia media del evento máximo (cf. 3.2.5) (**Tabla 3.8**). Teniendo en cuenta la ausencia de deformaciones holocenas el periodo medio de recurrencia de terremotos máximos en una falla de la Zona de Falla de Palomares debe asumirse entorno a los 10.000-30.000 años. La realización de estudios paleosísmicos posiblemente redujeran la incertidumbre de estos valores de manera importante.

Falla de Palomares: Longitud rotura:	**M**	Métodos			Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
		Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons		
10 km	6,24	[8.274 – 21.763]	36.460	10.000	> 10.000	10.000 – 30.000
15 km	6,44	[5.672 – 14.918]		7.500		

Tabla 3.8. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) para dos longitudes superficiales máximas típicas de las fallas de la Zona de Falla de Palomares a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

3.13. ZONA ME DE ALMERÍA

3.13.1. Marco geológico y fisiográfico

La Zona ME de Almería se localiza en la parte sur costera de la provincia del mismo nombre (**Fig. 3.24**). Todo este territorio está situado dentro de las Zonas Internas del Orógeno Bético. Desde el punto de vista fisiográfico se caracteriza por presentar en su interior el desarrollo de una extensa depresión (Campo de Níjar), limitada al norte y al sureste por la alineación ENE-WSW de las sierras de Alhamilla (1.387 m) y Cabrera (960 m), y la Sierra de Gata (489 m) de dirección NE-SW, respectivamente. El Campo de Níjar limita hacia el oeste con el Mar de Alborán, a través del Golfo de Almería, y con la Cuenca de Almería, por donde discurre el curso bajo del río Andarax entre la terminación oriental y occidental de los relieves de Sierra de Alhamilla y Gádor (2.236 m), respectivamente.

El borde norte de esta zona está definido sobre la base de la alineación ENE-WSW que presentan de las sierras de Alhamilla y Cabrera. El borde norte de la Sierra de Alhamilla, así como los bordes norte y sur de Sierra Cabrera, están controlados tectónicamente por el extremo oriental de la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano et al., 1985). Esta zona de falla representa un accidente tectónico de primer orden que discurre a lo largo de unos 150 km en dirección general E-W por la estrecha depresión situada entre Sierra Nevada y las sierras de Lújar, Contraviesa y Gádor, y, en su parte oeste, entre la Sierra de Filabres y las sierras de Alhamilla y Cabrera hasta enlazar con la Falla de Palomares, comprendiendo una longitud de unos 60-65 km. De acuerdo con Sanz de Galdeano (1996) la formación del Corredor de las Alpujarras estaría ligada al emplazamiento hacia el oeste de las Zonas Internas Béticas durante el Mioceno Inferior. Durante este periodo funcionaría como una zona de cizalla con cinématica dextral, y posteriormente, a partir del Mioceno Superior (Tortoniense) pasaría a tener un movimiento principal en la vertical. La traza en superficie de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras coincide aproximadamente con el brusco adelgazamiento que experimenta la corteza desde las Zonas Internas hacia el Mar de Alborán (Banda et al., 1983).

La prolongación hacia el este del Corredor de las Alpujarras se ve interrumpida por la aparición de un sistema de fallas de dirección general NW-SE que así mismo controla las abruptas terminaciones de las sierras de Gádor y Alhamilla (Montenat et al, 1990a; Rodríguez-Vidal et al., 1998; Martínez-Díaz, 2000a). Esta zona de fracturación constituye la prolongación meridional del sistema de fallas que define el borde occidental de las zonas ME Central Bética y de Sierra Filabres (cf. aptdos. 3.8.4 y 3.12.4, respectivamente).

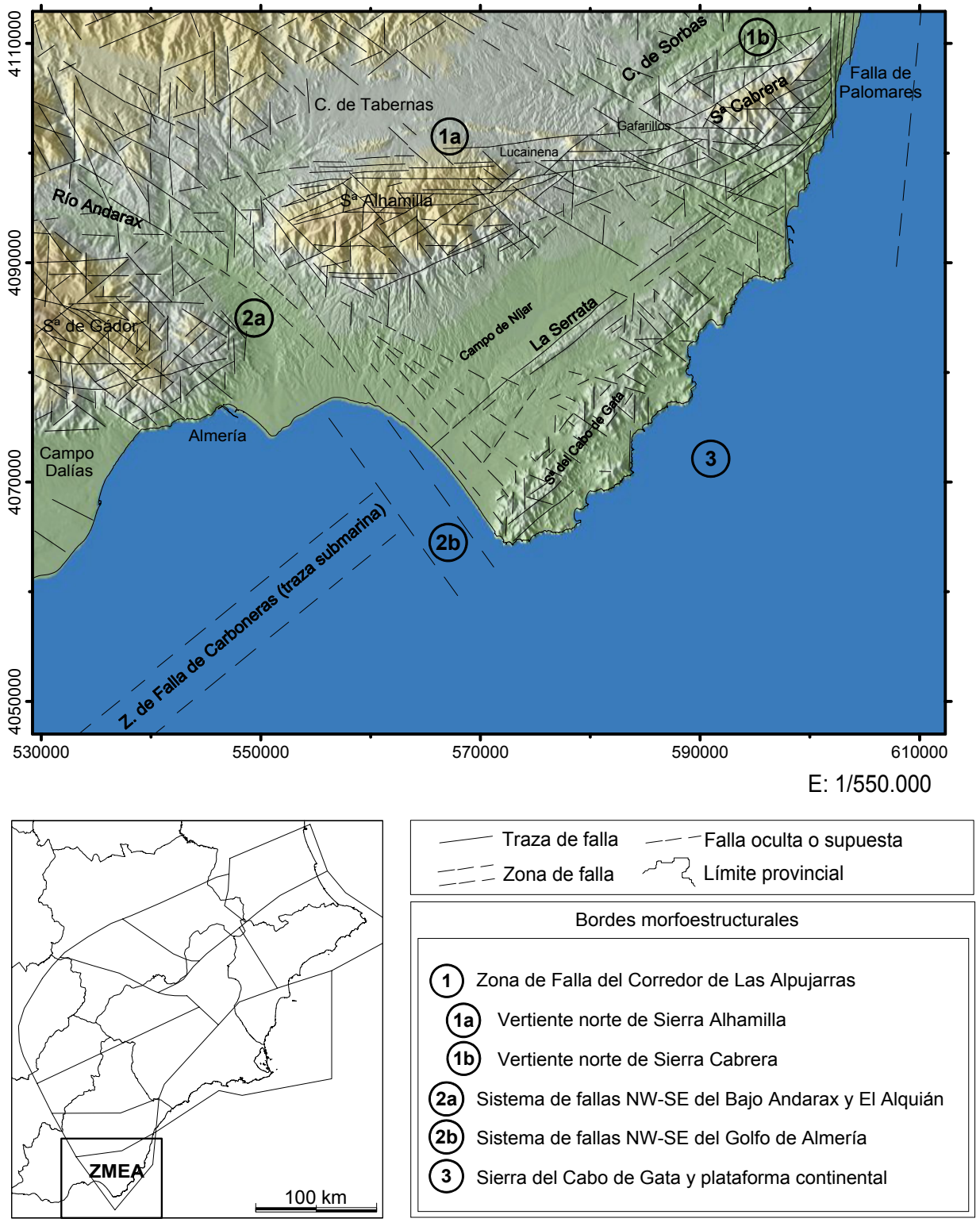


Figura 3.24. Zona Morfoestructural de Almería. Cartografía de las longitudes de las trazas superficiales de las fallas más importantes sobreimpuesta al modelo digital del terreno. Los números indican los bordes de la zona discutidos en el texto.

Concretamente en la Zona de Almería este sistema de fallas (Sistema de El Alquián) se prolonga en dirección SE hacia el Cabo de Gata a través del Campo de Níjar y de la plataforma continental adyacente, conformando una zona de fracturación muy penetrativa que coincide con un fuerte gradiente en las isobatas del fondo marino (IGME, 1982a; Montenat et al, 1990a; Estrada et al., 1997). Estas fallas se originaron principalmente a partir del Tortoniense y presentan una cinemática predominantemente normal con cierta componente de desgarre dextral (Martínez-Díaz, 2000a). La actividad cuaternaria del sistema NW-SE ha sido constatada en numerosos trabajos, tanto en relación con deformaciones en depósitos continentales del interior del Campo de Níjar, así como en depósitos marinos de la línea de costa y plataforma continental (e.g.: I.G.M.E., 1982a; Goy y Zazo, 1983 y 1986; Montenat et al., 1990a; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Estrada et al., 1997).

Finalmente, el borde sureste de esta zona está representado por los relieves volcánicos de Sierra de Gata (489 m) y la extensión submarina de éstos por la plataforma continental. Estas rocas volcánicas de composición calcoalcalina fueron extruidas durante el Neógeno en dos etapas principales, teniendo lugar la última de ellas durante el final del Tortoniense (Fernández-Soler, 1992 en Martín et al., 2003).

El límite occidental de los afloramientos volcánicos, así como el borde suroriental del Campo de Níjar, está controlado tectónicamente por la Falla de Carboneras (Bousquet, 1979). La directriz principal de la parte continental de la Falla de Carboneras se reconoce en dirección NE-SW por unos 48 km, desde las cercanías de la población de Carboneras donde enlaza con la Falla de Palomares, hasta las cercanías de la población de El Cabo de Gata, al sureste. Diferentes trabajos de prospección geofísica marina han reconocido la prolongación submarina de esta falla hacia el SE (e.g.: Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Estrada et al., 1997).

La actividad tectónica de la Falla de Carboneras se reconoce desde comienzos del Neógeno con una cinemática de desgarre transpresivo sinestral que alcanza hasta el Cuaternario (Montenat et al., 1990a; Keller et al., 1995). Esta actividad ha originado relieves de cierta entidad, como La Serrata (361 m), dentro de un marco de levantamiento generalizado de todo el área desde finales del Neógeno (Martín et al., 2003). Coppier et al. (1990) estiman un desplazamiento horizontal total de unos 30 km desde comienzos del Tortoniense (ca 11,2 ma). La Falla de Carboneras, junto con la de Palomares y la de Alhama de Murcia, formaría parte de la denominada Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, que representa un contacto de carácter cortical entre dos cortezas de espesores y estado térmico diferentes (Larouzière et al., 1988, Silva et al., 1993).

3.13.2. Sistemas de fallas del interior y Falla de Alhamilla

En el interior de esta zona se reconocen tres sistemas de fallas de dirección general NW-SE (N140º-160º), N-S y NE-SW a E-W (**Fig. 3.24**). Los dos primeros sistemas presentan una amplia representación por toda la zona, mientras que el NE-SW a E-W se localiza fundamentalmente por el interior de las sierras de Alhamilla-Cabrera y Cabo de Gata, asociado a las zonas de cizalla del Corredor de Las Alpujarrras y Falla de Carboneras, respectivamente.

Los sistemas NW-SE y N-S se reconocen tanto por el interior de estas sierras como a través del Campo de Níjar, especialmente en sus extremos NE y SW. En este último extremo se reconoce una amplia zona de fracturación de unos 5-10 km de ancho compuesta por numerosas fallas normales NW-SE con longitudes del orden de los 5-10 km, que se extienden desde el interior del Campo de Níjar hasta el Cabo de Gata (Sistema de El Alquián s.s.) (I.G.M.E., 1982a). De acuerdo con Martínez-Díaz (2000a) esta zona de fracturación es posiblemente la manifestación en superficie de la prolongación hacia el SE de una falla de carácter profundo.

Esta falla sería la responsable de la brusca terminación de la Sierra de Alhamilla, y de la definición del borde oeste de esta zona (aptdo. 3.13.4 de esta zona).

La actividad reciente del sistema NW-SE ha sido constatada en numerosos trabajos, tanto por deformaciones en depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Inferior y Medio del Campo de Níjar, como en las terrazas marinas tirrenienses T-III (ca. 100 ka) de la línea de costa. En este último caso también se han reconocido fallas del sistema N-S afectando a los mismos depósitos. Por otra parte, el sistema NW-SE deforma los depósitos pliocuaternarios marinos de la plataforma continental adyacente (e.g.: I.G.M.E., 1982a; Goy y Zazo, 1983 y 1986; Montenat et al., 1990a; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Estrada et al., 1997). Así mismo, en la zona NE del Campo de Níjar también se han constatado deformaciones en depósitos de abanico aluvial de edad Pleistoceno Inferior y Medio. Las trazas superficiales de algunas de estas fallas alcanzan longitudes de hasta 15 km.

Las evidencias de actividad reciente del sistema NE-SW a E-W se concentran fundamentalmente a lo largo del borde norte y sur de Sierra Ahamilla-Cabrera y borde sur de la Cuenca de Sorbas, donde se han descrito deformaciones en depósitos cuaternarios de edad indiferenciada (Harvey y Wells, 1987; Sanz de Galdeano, 1989; Ott d'Estevou y Montenat, 1990). Las trazas superficiales de las fallas de este sistema presentan una longitud máxima entre 5 y 10 km, a excepción de las fallas del borde norte y sur de la Sierra de Alhamilla, que son tratadas en el apartado de la Falla del Corredor de Las Alpujarras y de la Falla de Alhamilla, respectivamente.

Falla de Alhamilla:

El frente montañoso sur de la Sierra de Alhamilla se encuentra controlado por una falla de dirección NE-SW conocida como Falla de Alhamilla (Silva et al., 2003). La traza superficial de esta falla se reconoce sin interrupción a lo largo de unos 15 km, si bien su directriz general puede continuarse por una longitud mayor hasta prácticamente enlazar con la Falla de Palomares al este. De acuerdo con la clasificación de frentes montañosos de Silva et al. (2003) la Falla de Alhamilla estaría controlando el levantamiento reciente de la sierra del mismo nombre con una tasa entre 0,03 y 0,07 m/ka. No se han encontrado trabajos que hagan referencia explícita a deformaciones cuaternarias asociadas a la actividad de esta falla.

3.13.3. Borde norte: Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería)

La Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras constituye en su extremo oriental (Sector Almería) una banda de cizalla de ancho muy variable (5-10 km) compuesta principalmente por fallas de dirección E-W a NE-SW localizadas a lo largo de las vertientes norte y sur de las sierras de Alhamilla (Zona de Falla de Lucainena s.l.) y Cabrera (Zona de Falla de Polopos-Gafarillos s.l.), respectivamente, hasta enlazar finalmente con la Falla de Carboneras hacia el este (Sanz de Galdeano, 1989; Montenat et al., 1990a) (**Fig. 3.24**). Las fallas de dirección general NE-SW de la vertiente norte de la Sierra Cabrera y borde sur de la Cuencas de Sorbas que enlazan hacia el este con la Falla de Palomares, formarían también parte de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras (Sanz de Galdeano, 1987). Las longitudes de las trazas superficiales de las fallas que componen la zona de falla en ambos sectores presentan valores máximos en torno a 10-15 km.

La actividad tectónica reciente de la prolongación oriental del Corredor de Las Alpujarras podría estar relacionada con el levantamiento diferencial que experimentan las cuencas de Sorbas y de Níjar, situadas al norte y sur de la sierra de Alhamilla-Cabrera, respectivamente. La tasa de levantamiento de la cuenca de Sorbas desde el Plioceno Inferior a la actualidad se ha estimado entre 0,07-0,10 m/ka mientras que en la de Níjar-Almería se estima entre 0,05-0,06 m/ka (Braga et al., 2003). Este levantamiento diferencial propició la captura en el Pleistoceno

Superior de gran parte de la cuenca alta del río Carboneras por el río de Aguas, que drena actualmente la Cuenca de Sorbas (Harvey y Wells, 1987).

La actividad cuaternaria de las fallas que componen el Corredor de Las Alpujarras ha sido puesta de manifiesta por Sanz de Galdeano (1989) que describe deformaciones en depósitos de edad Cuaternario (s.l.) a lo largo del trazado de la zona de falla. En algunos trabajos (Huibregtse et al., 1998; Jonk y Biermann 2002) se ha situado el final de la actividad tectónica del Corredor de Las Alpujarras, concretamente en la parte de la Zona de Falla de Polopos-Gafarillos, en el Messiniense (Mioceno Superior). De acuerdo con el trabajo de campo de Sanz de Galdeano (1989) esta afirmación no se puede sostener, ya que el autor observa claramente depósitos de esta edad deformados en la zona de falla. Por otra parte, Harvey y Wells (1987) relacionan fallamientos observados en terrazas cuaternarias de la Rambla de los Feos con la actividad reciente de esta falla.

Finalmente, en el borde sur de la Cuenca de Sorbas, así como en partes más internas, se han reconocido pequeñas fallas inversas y pliegues de direcciones E-W en depósitos cuaternarios (Ott d'Estevou y Montenat, 1990).

Por último, conviene señalar que en la vertiente norte de la Sierra de Gádor se han descrito deformaciones en depósitos cuaternarios de edad correlacionable con el estadio isotópico 8 del oxígeno (entre 303 y 245 ka) asociados a fallas de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras en ese sector (García et al., 2003).

3.13.4. Borde oeste: Sistema de fallas NW-SE

El borde oeste de esta zona está definido por el sistema de fallas NW-SE que controla las terminaciones oriental y occidental de las sierras de Gádor y Alhamilla, respectivamente (Montenat et al, 1990a; Rodríguez-Vidal et al., 1998; Martínez-Díaz, 2000a) (**Fig. 3.24**). Este sistema se prolonga en dirección SE hacia el Cabo de Gata a través del Campo de Níjar y de la plataforma continental adyacente (IGME, 1982a; Montenat et al, 1990a) (cf. 3.13.2).

De acuerdo con Martínez-Díaz (2000a) es probable que este sistema de fallas, al menos en la parte que limita el borde occidental de la Sierra de Alhamilla, sea la manifestación en superficie de una falla principal de carácter profundo y buzamiento hacia el oeste. El movimiento normal de esta falla sería el responsable del perfil longitudinal basculado hacia el este que presenta en la actualidad la Sierra de Alhamilla. Según este modelo la parte occidental de la sierra ha experimentado un levantamiento mayor que la oriental, provocando que la terminación oeste presente unas pendientes mucho más fuertes que la oriental. De este modo podría explicarse además la diferente tasa de levantamiento que desde el Plioceno Inferior presenta la Cuenca de Tabernas (0,12 m/ka) respecto de la de Sorbas (0,07-0,10 m/ka) (Braga et al., 2003), geográficamente situada adyacente a la de Tabernas y tectónicamente en la zona de menor levantamiento. Por otra parte, la mayor erosión que se observa en la parte occidental de la Cuenca de Tabernas, en relación con la oriental donde las superficies de abanico aluvial son mucho más continuas (Harvey et al., 2003), podría ser reflejo del basculamiento hacia el este inducido por la actividad de esta falla.

De acuerdo con las deformaciones en depósitos cuaternarios descritas en el Campo de Níjar y línea de costa (cf. 3.13.2) la actividad reciente de este sistema de fallas abarcaría al menos el Pleistoceno Superior.

3.13.5. Borde sur: Falla de Carboneras y plataforma continental

La Falla de Carboneras (Bousquet, 1979; Fournier, 1980), también conocida como Falla de La Serrata y como Falla de Almería (Baena et al., 1977; Weijermars, 1991), se localiza en la margen SE del Campo de Níjar (**Fig. 3.24**). La Falla de Carboneras constituye una zona de

cizalla de dirección principal NE-SW (N45º-50ºE) compuesta por diferentes fallas principales de buzamientos subverticales hacia el NW y SE, así como fallas de segundo orden de direcciones ENE-WSW y NE-SW conformando en conjunto un ancho variable entre 1-3 km (Keller et al., 1995).

La directriz general de la Falla de Carboneras en continente comprende unos 48 km, desde las cercanías de la población de Carboneras, donde enlaza con la Falla de Palomares, hasta las cercanías de la población de El Cabo de Gata, al sureste. Sin embargo, tanto en las cartografías específicas del área (IGME, 1982a; Bell et al., 1997), como en el MDT de la zona, se observa claramente el carácter discontinuo que presenta la traza en superficie de la falla principal. De acuerdo con el grado de continuidad y la expresión morfológica que ésta presenta en superficie, así como por la localización de fallas NW-SE y N-S que cortan transversalmente la zona de falla, la Falla de Carboneras puede ser dividida en cuatro segmentos principales. Estos son, de NW a SE: Carboneras, El Argamasón, La Serrata y Rambla de Morales, con longitudes respectivas de 12, 10, 12 y 10 km, aproximadamente.

La Falla de Carboneras se continúa a través de la plataforma continental del Golfo de Almería por al menos unos 47 km (I.G.M.E, 1982a). En la plataforma continental se observa además la presencia de otra falla principal de igual dirección (Falla del Cabo de Gata) conformando entre ambas una zona de falla de 8-10 km de ancho (I.G.M.E., 1982a; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Estrada et al., 1997).

La actividad tectónica cuaternaria de la Falla de Carboneras ha sido evidenciada tanto en la parte continental como en su prolongación submarina en numerosos trabajos (e.g.: Baena et al., 1977; Bousquet, 1979; Goy y Zazo, 1983 y 1986; Harvey, 1990; Boorsma, 1992; Woodside y Maldonado, 1992; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Keller et al., 1995; Estrada et al., 1997; Bell et al., 1997; Reicherter y Reiss, 2001; Silva et al., 2003).

En el sector central de la Falla de Carboneras, concretamente en el margen noroeste de La Serrata, se han descrito diversas evidencias de actividad reciente relacionadas con la disposición y características morfológicas de los abanicos aluviales cuaternarios que parten de la sierra, así como deflecciones sinestrosas de canales fluviales del orden de 80-100 m (Bousquet 1979; Goy y Zazo, 1986; Keller et al., 1995; Bell et al., 1997). De acuerdo con el trabajo de Bell et al. (1997) estos desplazamientos se originaron hace al menos 100 ka, probablemente dentro del Pleistoceno Medio (125-700 ka). Asumiendo un valor medio de 500 ka Bell et al. (1997) estiman una tasa de desplazamiento horizontal de 0,20-0,30 m/ka. Finalmente, estos autores no encuentran evidencias de desplazamientos horizontales o verticales posteriores a 100-35 ka. Esta observación ha sido posteriormente confirmada en el trabajo de Reicherter y Reiss (2001), donde varias secciones de la Falla de Carboneras son estudiadas mediante técnicas de prospección geofísica de detalle.

En el segmento suroeste de la Falla de Carboneras, concretamente en la zona de desembocadura de la Rambla de Morales, se han descrito fallamientos en terrazas marinas tirrenienses por efecto de pequeñas fallas normales NW-SE, así como fallas normales de dirección subparalela a la Falla de Carboneras. Considerando la edad de la terraza Tirreniense más moderna deformada por estas fallas (ca. 100 ka) (Goy y Zazo, 1986) y un salto acumulado de entre 5-10 m Bell et al. (1997) estiman una tasa de desplazamiento vertical de 0,05-0,10 m/ka. En este mismo afloramiento Reicherter y Reiss (2001) identifican una pequeña falla de dirección N75º que desplaza en la horizontal con sentido sinestral una terraza marina Pre-Tirreniense (>180 ka) unos 38 m. Esta falla puede considerarse parte de la zona de falla de la Falla de Carboneras, y representa una nueva evidencia a favor del cese del funcionamiento predominantemente en dirección de esta falla con posterioridad al Pleistoceno Medio.

Así mismo, en el segmento costero noreste, en las cercanías de Torre del Peñón, también han sido identificados desplazamientos de carácter normal en terrazas tirrenienses (Goy y Zazo,

1986). De acuerdo con la edad de la terraza más moderna afectada por la traza principal de la Falla de Carboneras en este sector (T-III, ca. 100 ka) y un salto de 5 m, Bell et al. (1997) estiman una tasa de desplazamiento vertical de 0,05 m/ka. En este afloramiento, Reicherter y Reiss (2001) identifican mediante técnicas de geofísica superficial deformaciones subsuperficiales en terrazas tirrenienses T-IV (ca. 85 ka) producidas por pequeñas fallas inversas y normales que presentan un estructura típica de fallas en dirección (flor positiva). Este dato, aunque de carácter muy puntual, permitiría admitir movimientos en dirección en la Falla de Carboneras durante el Pleistoceno Superior. Por otra parte, estos mismos autores localizan en el mismo área una pequeña falla normal que deforma subsuperficialmente depósitos de rambla de supuesta edad Holocena. El carácter sumamente puntual de esta observación, unido a la complejidad tectónica que presenta esta zona debido a la presencia de otras fallas de direcciones NW-SE y N-S no permite considerarlo representativo de la actividad más reciente de la Falla de Carboneras.

Finalmente, Bell et al. (1997) observan a lo largo de la línea de costa entre el Cabo de Gata y Carboneras la existencia de una reciente plataforma costera elevada unos 2-3 m por encima del nivel de mar actual. Así mismo, en varias de las ramblas que desembocan en la costa localizan depósitos de una terraza fluvial muy reciente cuyo nivel de base coincide aproximadamente con la cota de las plataformas costeras. La edad de los depósitos de terraza ha sido datada por el método del carbono 14 en una muestra recogida en el tramo bajo del río Carboneras obteniéndose 390±60 años antes del presente. La edad corregida mediante el calendario de calibración es 1475 d.C. (+175/-50). Bell et al. (1997) consideran que la aparición de las plataformas costeras elevadas, así como el origen de la terraza fluvial moderna, es evidencia de la ocurrencia de un importante evento sísmico que levantara la línea de costa en algunos metros. Esta aseveración es respaldada a la luz de recientes investigaciones que han determinado que el nivel de mar en áreas muy cercanas (Campo de Dalías) no ha subido más de 1 m o bajado más de 0,5 desde hace 7400 años, y posiblemente se ha mantenido muy similar al actual desde hace 500 años (Goy et al., 2003). Considerando el rango de edades obtenido en la datación los autores señalan la posibilidad de que este evento sísmico sea el terremoto histórico de Vera en 1518 o el de Almería en 1522. Sería necesario realizar un mayor número de dataciones para validar totalmente esta hipótesis. Por otra parte, se desconoce qué falla ha podido ser la causante de este evento, ya que es muy improbable que sea la Falla de Carboneras, dado que su traza principal discurre a varios kilómetros de la línea de costa.

3.13.6. Análisis sismotectónico de superficie

La sismicidad de esta zona se distribuye preferentemente en el área marina y continental de su borde oeste. En este borde se localiza un gran número de terremotos de magnitudes moderadas (3,5-5,0) registrados mayoritariamente durante los periodos instrumental precario y antiguo.

3.13.6.1. Sismicidad del interior de la zona y Falla de Alhamilla

La sismicidad del interior de esta zona se distribuye preferentemente en la parte central interior del Campo del Níjar y en el borde norte de esta misma depresión, identificándose en total tres agrupaciones: Sur de Níjar, Níjar y Oeste de Níjar (**Fig. 3.25**).

Agrupación del Sur de Níjar: Esta agrupación se localiza en el interior del Campo de Níjar, al sur de la población del mismo nombre. Está compuesta por sismos de pequeña magnitud, entre 2,4 y 2,9, registrados durante el periodo instrumental moderno. El mecanismo focal de uno de estos sismos, el del 7 de junio de 1995, ha sido calculado por Herráiz et al. (2000) obteniendo una solución de falla normal con cierta componente dextral en dirección N120-131º y buzamiento 65-53º al suroeste.

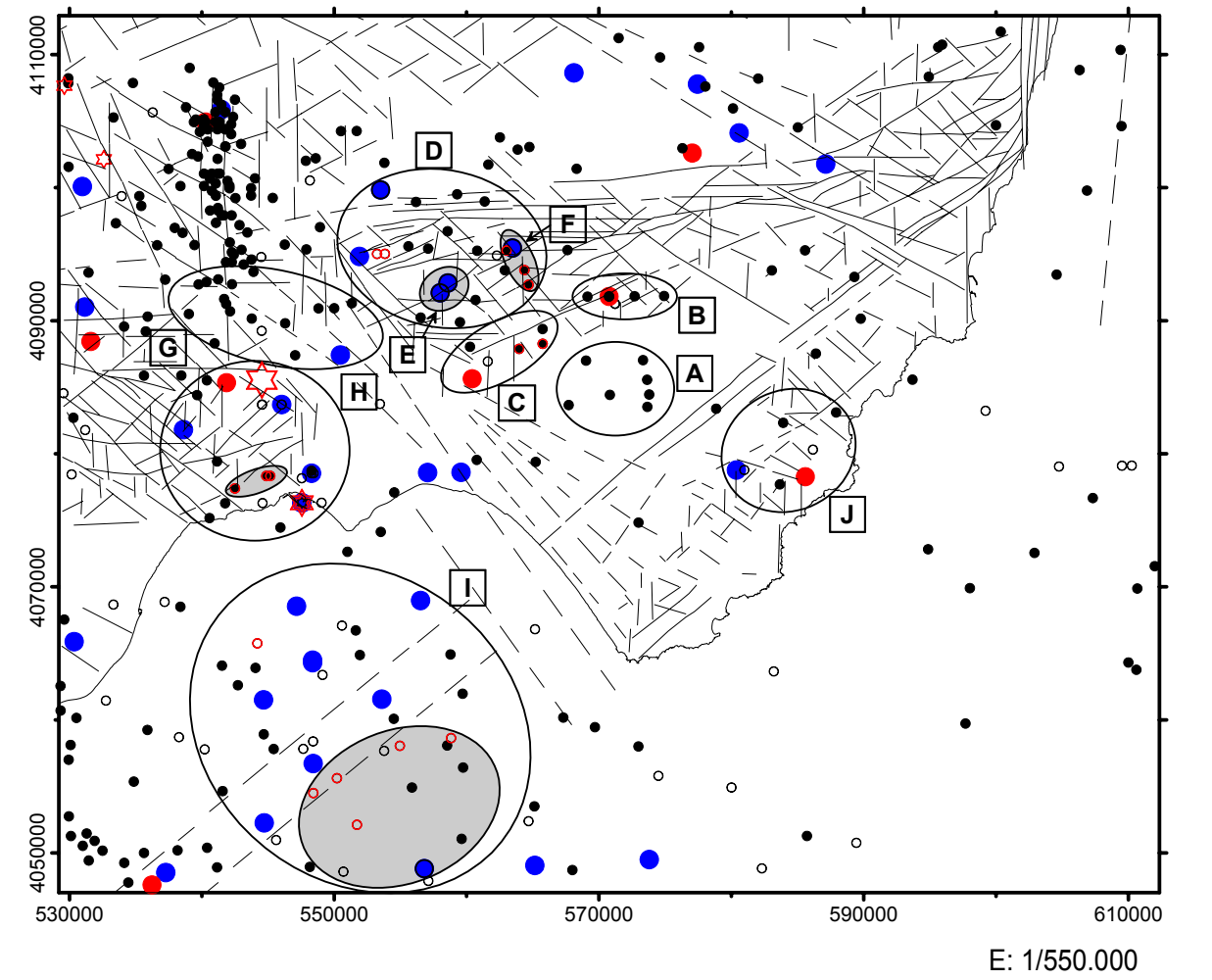


Figura 3.25. Zona Morfoestructural de Almería. Mapa de epicentros sísmicos con identificación de las series y agrupaciones sísmicas discutidas en el texto. Las fallas representadas son las mismas que en la figura 3.24.

Conviene señalar que de acuerdo con estos autores la magnitud de este terremoto es 4,0, lo cual contrasta fuertemente con la magnitud reseñada en el catálogo del IGN, de 2,6. La ocurrencia de este terremoto debe asociarse por tanto con una rotura en una falla del sistema NW-SE. Por otra parte, la mayoría de los epicentros que componen esta agrupación se alinean de modo muy evidente en dirección N-S, y por tanto pueden razonablemente asociarse con movimientos en fallas de este sistema. Si bien en el interior del Campo de Níjar resulta difícil la observación de trazas de falla, debe asumirse que en esta zona se localizan fallas de los sistemas NW-SE y N-S, muy bien representados al norte en la vertiente suroriental de la Sierra de Alhamilla. La sismicidad registrada en esta agrupación debe estar relacionada con la actividad actual de pequeñas fallas NW-SE y N-S.

Agrupación de Níjar: Esta agrupación se localiza en la población de Níjar y alrededores. Está compuesta fundamentalmente por sismos de baja magnitud registrados durante el periodo instrumental, si bien existe registro de sismicidad desde el año 1928. La sismicidad de los periodos instrumental precario y antiguo se encuentra localizada en el mismo punto, la población de Níjar, destacando el sismo de 1930 de magnitud 3,4 y sentido con intensidad V. Entre los sismos registrados en el periodo instrumental moderno se reconoce la ocurrencia de una serie sísmica el 29 de enero de 1995. Esta serie está compuesta por 3 sismos presentando el de mayor magnitud un valor de 3,4. La localización de dos de los epicentros coincide exactamente con la localización de un sismo posterior de magnitud 3,5. La evidente alineación E-W que se observa en el conjunto de los epicentros de esta agrupación induce a relacionar esta sismicidad con la Falla de Alhamilla. Sin embargo dados los errores de localización epicentral que presentan estos epicentros, de hasta 5 km los que lo tienen calculado, es más correcto considerar la posibilidad añadida de movimientos en fallas de los sistemas NW-SE y N-S.

Agrupación Oeste de Níjar: Esta agrupación está compuesta prácticamente en su totalidad por sismos registrados durante el periodo instrumental moderno, destacando entre ellos el del 8 de noviembre de 1994 de magnitud 4,0 que no presenta réplicas registradas. El mecanismo focal de este terremoto ha sido calculado por Herráiz et al. (2000) obteniendo dos soluciones completamente opuestas entre ellas, falla normal NE-SW o falla inversa NNW-SSW, y difíciles de admitir en el contexto tectónico de esta zona. Por otra parte la localización epicentral de este sismo difiere bastante de la localización reseñada en el catálogo del IGN La alineación preferente NE-SW de los epicentros que componen la agrupación induce a establecer una relación con la Falla de Alhamilla, que sin embargo, y de modo parecido al caso comentado en la agrupación de Níjar, no debe excluir la consideración de que esta sismicidad se deba principalmente a movimientos en las fallas de los sistemas NW-SE y N-S presentes en la zona. Finalmente conviene señalar la presencia de dos epicentros de la Serie Sísmica de Níjar de 1995, principalmente representada al norte en la Agrupación de Sierra de Alhamilla (cf. aptdo siguiente).

3.13.6.2. Sismicidad del Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería)

A lo largo de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras la localización de epicentros es muy escasa, y se distribuye predominantemente en la mitad occidental de la Sierra de Alhamilla, donde se ha definido una agrupación (**Fig. 3.25**). En la Sierra Cabrera destaca únicamente la ocurrencia de un sismo de magnitud 4,0 sentido con intensidad V, en 1964.

Agrupación de Sierra Alhamilla: Esta agrupación destaca por el importante número de sismos de magnitud moderada localizados en su interior, todos ellos pertenecientes a la **Serie Sísmica de Sierra Alhamilla de 1984**. Esta serie fue registrada entre los días 12 y 15 de septiembre y se compone de 6 sismos, tres de los cuales presentan magnitudes superiores a 4,0, destacando el sismo principal de magnitud 5,0 sentido con intensidad V. Rueda et al. (1992) calcularon el mecanismo focal de este terremoto obteniendo una solución de falla inversa con

componente de desgarre destral de dirección N70º, que relacionan con la Falla del Corredor de Las Alpujarras. Por otra parte, Herraiz et al. (2000) obtienen una solución variable entre falla de desgarre dextral N154º y falla inversa destral N95º. Esta última solución coincide con los resultados de Rueda et al. (1992). La ocurrencia de este sismo por tanto puede atribuirse con una rotura en una falla de dirección variable entre N70-95º, que encaja perfectamente con las fallas NE-SW a E-W que componen la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras en este sector. Sin embargo, la escasez de réplicas registradas así como su distribución dispersa, unido al error de localización de unos 4-5 km que presentan, no permiten establecer relaciones con ninguna falla singular y abre la posibilidad de que la ocurrencia del sismo principal pudiera haber inestabilizado fallas cercanas de los sistemas NW-SE ó N-S, que serían responsables en parte de la ocurrencia de réplicas.

En el interior de esta agrupación se localizan numerosos sismos de pequeña magnitud registrados durante el periodo instrumental moderno. Entre ellos se identifica la **Serie Sísmica de Níjar de 1995**. Esta serie está compuesta por 5 sismos de magnitudes entre 2,6 y 3,1 registrados durante los días 1 al 7 de junio de 1995. La distribución de dos de los epicentros tiene lugar al sur, en el interior de la Agrupación Oeste de Níjar, mientras que el resto se alinea preferentemente en dirección NW-SE. Los errores de localización varían entre 1 y 4 km. La ocurrencia de esta serie puede atribuirse al movimiento de una o varias pequeñas fallas NW-SE que provocarían una variación ligera del campo de esfuerzos pero suficiente para producir sismicidad en fallas cercanas.

En resumen, la ocurrencia de sismicidad en el conjunto de esta agrupación debe atribuirse tanto a movimientos en fallas E-W a NE-SW de la Zona de Falla de Alpujarras como a fallas de los sistemas NW-SE y N-S.

3.13.6.3. Sismicidad del borde oeste

En el borde oeste de esta zona la sismicidad se distribuye preferentemente en la zona de cruce entre la Zona de Falla de las Alpujarras y el sistema de fallas NW-SE del bajo Andarax (**Fig. 3.25**). La continuación sur de este valle presenta una escasísima representación de epicentros, localizándose prácticamente toda la sismicidad en el borde oeste de la Sierra de Gádor. Finalmente, hay que destacar el gran número de epicentros que se localizan en la plataforma continental al sur de la ciudad de Almería. De acuerdo con estas observaciones se han definido dos agrupaciones continentales, Gádor y Almería, y una marina, Golfo de Almería.

Agrupación de Gádor: Esta agrupación está compuesta por sismos registrados en la parte norte de la terminación oriental de la Sierra de Gádor y valle del río Andarax, en los alrededores de la población de Gádor. Prácticamente todos los epicentros que componen esta agrupación se corresponden con terremotos de magnitud pequeña registrados durante el periodo instrumental moderno. Destaca sin embargo el registro de un sismo de magnitud 3,5 y sentido con intensidad IV en Pechina (Almería) en 1933. La distribución general de epicentros señala alineaciones preferentes E-W a NE-SW y N-S. El mecanismo focal de uno de los sismos localizados en la parte central de la agrupación, concretamente el del 24 de julio de 1994, de magnitud 3,2, ha sido calculado por Herraiz et al. (2000) obteniendo una solución de falla inversa con componente destral y un plano de falla de dirección variable N68-80º y buzamiento 29-20º al norte. Este mecanismo focal permite atribuir la ocurrencia de este terremoto a una de las fallas NE-SW a E-W que constituyen la Zona de Falla de Las Alpujarras en esta zona. La ocurrencia del resto de la sismicidad que compone esta agrupación puede haber sido debida tanto a movimientos en este tipo de fallas como a fallas de los sistemas NW-SE y N-S que controlan la dirección general del valle del Andarax.

Agrupación de Almería: Esta agrupación se localiza en la parte sur de la terminación oriental de la Sierra de Gádor y borde costero. En el interior de esta zona destaca la localización de numerosos sismos de magnitud moderada, la mayoría registrados durante el periodo instrumental precario, alcanzando una magnitud máxima de 4,1 e intensidad de IV en la ciudad de Almería. Así mismo el registro histórico señala la ocurrencia de numerosos terremotos en esta ciudad, destacando los de 1522, 1550 y 1668, de intensidades IX, VII y VIII, respectivamente. El primero de estos sismos figura localizado unos 9 km al norte de la ciudad de Almería, según el catálogo del IGN Respecto a la sismicidad del periodo instrumental moderno hay que destacar la ocurrencia de un sismo de magnitud 4,0 sentido con intensidad IV en Gádor (Almería), el 18 de noviembre de 1995. El mecanismo focal de este sismo ha sido calculado por Herraiz et al. (2000) obteniendo dos soluciones muy diferentes, desgarre sinestral con plano de falla N130º y buzamiento 80ºSW, y falla normal con componente destral con una dirección N81º y buzamiento 36ºN. Ninguna de estas soluciones encaja dentro del contexto tectónico de la zona. Por otra parte, se ha identificado la ocurrencia de tres sismos de baja magnitud registrados entre los días 9 y 10 de enero de 1995 (**Serie Sísmica de Almería de 1995**). La localización de los epicentros marca una alineación preferente NE-SW, que, sin embargo, debe considerarse con cuidado, dado el importante error que presenta la localización de alguno de estos sismos (de hasta 7 km). En resumen, la ocurrencia de sismicidad en esta agrupación, tanto histórica como instrumental, puede deberse a cualquiera de los sistemas de fallas presentes en la zona, NW-SE, N-S y NE-SW.

Por último, conviene señalar que al oeste de la ciudad de Almería, fuera de esta agrupación, se localizan dos sismos de magnitud moderada. En el catálogo del IGN estos dos sismos figuran como réplicas del serie sísmica de Sierra de Alhamilla de 1984 (cf. 3.13.6.2). De acuerdo con el trabajo de Rueda et al. (1992) la localización de estos sismos presenta un fuerte error.

Agrupación del Golfo de Almería: En la zona marítima al sur de la ciudad de Almería y oeste del Cabo de Gata se localizan numerosos sismos de magnitudes moderadas, todos ellos registrados durante el periodo instrumental precario y antiguo. Entre ellos destaca la **Serie Sísmica del Mar de Alborán de 1983**. Esta serie está compuesta por al menos 7 sismos registrados entre los días 1 y 8 de enero de 1983. El sismo principal presenta una magnitud de 3,5 y las réplicas entre 2,5 y 3,3. La localización de estos sismos presenta un importante error, distribuyéndose de modo disperso a lo largo de una gran área. La distribución conjunta de todos los sismos que componen esta agrupación marca dos alineaciones preferentes NW-SE y NE-SW, que coinciden con los dos sistemas principales de fallas presentes en este sector de la plataforma continental del Golfo de Almería. La ocurrencia de esta sismicidad puede atribuirse tanto a movimientos en fallas NW-SE como NE-SW de la Zona de Falla de Carboneras. Considerando que la sismotectónica de esta zona puede considerarse muy similar a la existente en áreas localizadas más hacia el oeste (Campo Dalías, Adra,...), lo más probable es que la sismicidad de esta agrupación se deba a movimientos en fallas del sistema NW-SE, tal como fue interpretado para la Serie Sísmica de Adra de 1994 (Rueda et al., 1996; Martínez-Díaz, 2000c).

3.13.6.4. Sismicidad de la Falla de Carboneras y borde sur

A lo largo de la traza principal de la Falla de Carboneras la localización de sismicidad es prácticamente inexistente. Destaca únicamente la presencia de unos 4 epicentros de sismos de magnitud baja registrados durante el periodo instrumental moderno (**Fig. 3.25**). El mecanismo focal de uno de ellos, concretamente el del 12 de junio de 1994 de magnitud 3,1, ha sido calculado por Herraiz et al. (2000), obteniendo una solución de falla inversa con ligera componente de desgarre destral y dos posibles planos de falla, uno con dirección N90º y buzando 13º al norte, y otro N64º y buzamiento 86º norte. Considerando ésta última solución,

así como el bajo error de localización de este sismo (2 km), es razonable asumir que su ocurrencia esté relacionada con una pequeña rotura de una falla NE-SW de la Zona de Falla de Carboneras.

En lo que respecta a la distribución de sismicidad en el borde sur de esta zona destaca una agrupación identificada al oeste de la traza principal de la Falla de Carboneras, en el sector central de la Sierra del Cabo de Gata, y la sismicidad de la plataforma continental.

Agrupación de la Sierra del Cabo de Gata: En el interior de esta agrupación destaca la localización de dos sismos de magnitud moderada, los de 1959 y 2001 de magnitud 4,5 y 3,8, respectivamente, y sin registro de réplicas. La distribución de los epicentros no señala ninguna alineación preferente evidente. La ocurrencia de esta sismicidad puede atribuirse a cualquiera de las pequeñas fallas presentes en la zona, de direcciones NW-SE, NE-SW y N-S.

Por último, al suroeste de la Sierra del Cabo de Gata, en la plataforma continental, se distribuyen de modo disperso una serie de sismos de magnitudes bajas. No es posible establecer ninguna relación sismotectónica en esta zona.

3.13.7. Resumen y resultados

3.13.7.1. Sistemas de fallas NW-SE, N-S y NE-SW del interior y borde oeste

En este apartado se resumen conjuntamente las evidencias de actividad tectónica reciente y sísmica de los sistemas NW-SE y N-S, ya sea en el interior de la zona como en su borde oeste, así como de las fallas del sistema NE-SW a E-W.

Numerosos trabajos han evidenciado la actividad de los sistemas NW-SE y N-S durante el Cuaternario, especialmente en la zona del Campo de Níjar y línea de costa del Golfo de Almería. Las evidencias más recientes de actividad comprenden deformaciones en depósitos de terraza marina tirreniense T-III (ca. 100 ka, Pleistoceno Superior). Respecto al sistema NE-SW a E-W solamente se han descrito deformaciones en depósitos cuaternarios indiferenciados, probablemente de edad Pleistoceno Medio (cf. aptdo. de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras).

El análisis sismotectónico ha puesto de manifiesto relaciones sismotectónicas con fallas de los sistemas NW-SE, N-S y NE-SW a E-W, ya sea a través de la identificación de alineaciones preferentes o series sísmicas (e.g.: Serie Sísmica de Níjar de 1995) y, en el caso de fallas NW-SE y NE-SW, de mecanismos focales.

Considerando que la longitud máxima que presenta la traza superficial de las fallas de estos sistemas es de unos 10-15, 5 y 5-10 km, respectivamente para los sistemas NW-SE, N-S y NE-SW a E-W, la magnitud momento correspondiente a un terremoto que rompiera toda esta longitud se puede estimar en 6,24-6,44, 5,89 y 5,89-6,24 respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con las evidencias más recientes de actividad que presentan algunas fallas de los sistemas NW-SE y N-S, se puede estimar que la recurrencia media de este tipo de eventos debe de ser de más de 10 ka. En el caso del sistema NE-SW a E-W debe asumirse una recurrencia de al menos varias decenas de miles de años.

3.13.7.2. Falla de Alhamilla

No se han encontrado en la literatura evidencias directas de actividad tectónica cuaternaria asociadas a la Falla de Alhamilla, si bien, de acuerdo con la clasificación de frentes montañosos de Silva et al. (2003), la tasa de deslizamiento vertical de esta falla durante el Cuaternario puede estimarse en 0,03-0,07 m/ka. Respecto a la sismicidad no ha sido posible

distinguir entre la posible actividad sísmica de esta falla, y la derivada de fallas NW-SE y N-S cercanas (e.g.: Agrupación de Níjar).

De acuerdo con la longitud máxima que presenta la traza superficial más continua de esta falla, 15 km, se puede estimar la magnitud momento de un terremoto que rompiera toda esta longitud en 6,44 (Wells y Coppersmith, 1994). Dado que no se conocen evidencias directas de deformaciones cuaternarias asociadas a esta falla se ha de admitir que la recurrencia de estos eventos es como mínimo superior a 10 ka. A partir del dato de magnitud máxima y asumiendo que la tasa de deslizamiento neta de esta falla es fundamentalmente en la vertical (con un valor máximo de 0,07 m/ka) se pueden realizar una serie de estimaciones indirectas de la recurrencia media de tales eventos (cf. 3.2.5) (**Tabla 3.9**). Teniendo en cuenta la ausencia de evidencias de deformaciones recientes el periodo de recurrencia medio de terremotos máximos en el segmento analizado de la Falla de Alhamilla debe asumirse entorno a los 30.000-10.000 años. La realización de estudios paleosísmicos posiblemente redujeran la incertidumbre de estos valores de manera importante.

		Métodos				
Falla:	**M**	Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons	Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
Alhamilla	6,44	[9.456– 24.871]	41.874	10.000	desconocida	10.000-30.000

Tabla 3.9. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) en la Falla de Alhamilla a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

3.13.7.3. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería)

La Falla del Corredor de Las Alpujarras constituye una gran zona de cizalla compuesta principalmente por fallas NE-SW a E-W. Las evidencias de actividad tectónica reciente de estas fallas se localizan fundamentalmente a lo largo del borde sur de las cuencas de Tabernas y Sorbas, donde se han reconocido deformaciones en depósitos de edad Cuaternario, en sentido amplio. A falta de estudios más específicos, la edad más reciente de estos depósitos puede considerarse Pleistoceno Medio, de acuerdo con las observaciones realizadas en la vertiente norte de la Sierra de Gádor, donde algunas fallas de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras en este sector, afectan a depósitos de edad correlacionable con el estadio isotópico 8 del oxígeno (entre 303 y 245 ka) (García et al., 2003).

A lo largo de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras la distribución de sismicidad se concentra casi exclusivamente en la mitad occidental de la Sierra de Alhamilla, donde se ha definido la Agrupación de Sierra Alhamilla (cf. 3.13.6.2). En el interior de esta agrupación se localiza la Serie Sísmica de Sierra Alhamilla de 1984, con un sismo principal de magnitud 5,0 cuyo mecanismo focal ha sido relacionado con la actividad reciente de la Falla del Corredor de Las Alpujarras (Rueda et al., 1992). Sin embargo, esta observación no es suficiente para considerar la actividad sísmica de toda la falla, sino de alguna de las pequeñas fallas NE-SW a E-W que componen la zona de falla en este sector. El resto de la sismicidad de esta agrupación debe estar relacionada principalmente con movimientos en las fallas de los sistemas NW-SE y N-S presentes en el área, como se ha deducido de la localización de la Serie Sísmica de Níjar de 1995.

Considerando las longitudes máximas que presentan las trazas superficiales de las fallas de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras, especialmente las de dirección E-W del borde norte de la Sierra de Alhamilla, del orden de los 10-15 km, se puede estimar que la

magnitud momento que presentaría un terremoto que rompiera toda esta longitud en 6,24-6,44 (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con las evidencias de deformaciones recientes disponibles, la recurrencia de tales eventos debe asumirse en al menos varias decenas de miles de años.

3.13.7.4. Falla de Carboneras

La actividad tectónica reciente de la Falla de Carboneras ha sido contemplada en numerosos estudios. De acuerdo con los trabajos más específicos, se puede concluir que la actividad tectónica de desgarre de esta falla terminó antes del Pleistoceno Superior (Bell et al., 1997). Las evidencias más recientes de actividad, como falla normal, se localizan en sus segmentos costeros NW (Carboneras) y SE (Rambla Morales), donde se han reconocido pequeñas fallas de dirección subparalela a la traza principal afectando terrazas marinas de edad 85 y 100 ka, respectivamente (Goy y Zazo, 1986; Reicherter y Reiss, 2001). En su sector central, concretamente en el segmento de La Serrata, no existe registro de actividad posterior a los 100-35 ka.

El valor de la tasa de deslizamiento de la Falla de Carboneras varía en función de la consideración o no de las evidencias de movimientos en la horizontal y vertical. En el primer caso se ha estimado una tasa máxima de desplazamiento horizontal máxima de 0,30 m/ka, para el segmento de La Serrata, y en el segundo de 0,10 y 0,05 m/ka, para los segmentos de Carboneras y Rambla Morales, respectivamente (Bell et al., 1997). De acuerdo con la ausencia de evidencias de actividad de desgarre durante el Pleistoceno Superior en cualquiera de los segmentos de la falla, en este trabajo solamente se considera representativa la tasa de deslizamiento vertical.

Solamente cuatro epicentros sísmicos se localizan a lo largo de la traza de falla principal de la Falla de Carboneras. El mecanismo focal de uno de ellos ha podido relacionarse con una rotura en una falla NE-SW. Este dato sin embargo no es suficiente para considerar activa desde el punto de vista sísmico la totalidad de la Falla de Carboneras.

Considerando las longitudes máximas de 10 y 12 km que presentan los diferentes segmentos de la Falla de Carboneras (cf. 3.13.5), se puede estimar una magnitud momento correspondiente a un terremoto que rompiera estas longitudes en 6,24 y 6,33, respectivamente (Wells y Coppersmith, 1994). De acuerdo con las evidencias de deformaciones más recientes encontradas (85-100 ka), y la baja tasa de deslizamiento que ha podido estimarse en esta falla (0,10 m/ka), la recurrencia de tales eventos debe considerarse en más de 10 ka en cualquiera en los segmentos costeros NW y SE (Carboneras y Rambla Morales), y de al menos varias decenas de miles de años en los segmentos del interior (La Serrata y El Argamasón).

A partir de los datos de magnitud máxima de los segmentos Carboneras y Rambla Morales y asumiendo que la tasa de deslizamiento neta en ellos es fundamentalmente en la vertical (con un valor máximo de 0,05 y 0,10 m/ka, respectivamente) se pueden realizar una serie de estimaciones indirectas de la recurrencia media de tales eventos (cf. 3.2.5) (**Tabla 3.10**). Teniendo en cuenta la ausencia de evidencias de deformaciones holocenas, el periodo medio de recurrencia de terremotos máximos en los segmentos Carboneras y Rambla Morales de la Falla de Carboneras debe asumirse en torno a los 13.000-44.000 y 10.000-20.000 años, respectivamente. La realización de estudios paleosísmicos de detalle así como de dataciones de materiales posiblemente redujeran la incertidumbre de estos valores de modo importante.

Falla de Carboneras Segmentos:	**M**	Métodos			Última deformación evidenciada	Intervalo admitido en este estudio
		Wesnousky	Villamor y Berryman	Slemmons		
Carboneras	6,33	[10.755 – 28.290]	58.906	15.000	> 10.000	13.000 – 44.000
Rambla Morales	6,24	[4.537– 11.934]	29.033	5.500	> 10.000	10.000 – 20.000

Tabla 3.10. Estimaciones del periodo medio de recurrencia del evento de magnitud momento máxima (M) en los segmentos "Carboneras" y "Rambla Morales" de la Falla de Carboneras a través de diferentes métodos (cf. 3.2.5). El intervalo admitido en este estudio es la media de los valores máximos y mínimos teniendo en cuenta la edad de las últimas deformaciones evidenciadas. Valores en años. Explicaciones en el texto.

3.14. RESULTADOS

En las **Tablas 3.11**, **3.12** y **3.13** se resumen los resultados obtenidos en el análisis geológico y sismotectónico de superficie de cada zona ME. Los resultados se han agrupado en función de los dos tipos básicos de fracturación identificados: Sistemas de fallas y Grandes Fallas. Los Sistemas de Fallas son fracturas de orden secundario, de longitudes no superiores a 15-20 km y desarrolladas generalmente por el interior de las zonas ME. Las Grandes Fallas son accidentes tectónicos de primer orden, que forman zonas de falla de longitudes por lo general superior a los 30 km y que se localizan en los bordes de las zonas ME.

Es importante tener en cuenta que los resultados aquí expuestos representan el estado actual del conocimiento de acuerdo con las fuentes de información disponibles y consultadas. Futuros trabajos de campo probablemente proveerán de nuevos datos relevantes para este estudio. Así mismo, el continuo registro de sismicidad permitirá identificar relaciones sismotectónicas hasta ahora desconocidas.

ZONA ME	SISTEMA	LONGITUD SUPERFICIAL	ÚLTIMA DEFORMACIÓN CUATERNARIA	ACTIVIDAD TECTONICA RECIENTE	RELACIONES SISMOTECTONICAS DE SUPERFICIE	MÁX. REGISTRO INSTRUMENTAL (m_b/MSK)	MAGNITUD MOMENTO (**M**)	RECURRENCIA (kiloaños, ka)
DOMINIO VALENCIANO *(aptdo. 3.4)*	NW-SE a NNW-SSE	10-20 km	Desconocida en continente (Plio-Cuaternario en plataforma continental)	Baja	No evidenciadas (N.II)	4,3/V 1969 Chiva	6,24-6,59	>> 10 ka
	NE-SW	10-15 km	No reconocida				6,24-6,44	
	N-S a NNE-SSW	10 km		Baja o Muy Baja	No evidenciadas (N.I)	-----	6,24	
PREBÉTICO DE ALBACETE *(aptdo. 3.5)*	NW-SE	5-10 km	No reconocida	Baja	No evidenciadas (N.I)	3,5/V 1933 Chinchilla	5,89-6,24	>> 10 ka
	N-S							
	NE-SW			Muy Baja				
	ENE-WSW							
ARCO DE ALCARAZ *(aptdo. 3.6)*	NW-SE	5-10 km	No reconocida	Baja o Media	No evidenciadas (N.II)	4,1/- 1973 Liétor	5,89-6,24	>> 10 ka
	NE-SW a ENE-WSW		Cuaternario indiferenciado					
ARCO DE CAZORLA *(aptdo. 3.7)*	NW-SE	10 km	Pleistoceno indiferenciado	Media	Sí evidenciadas (S.I)	5,0/VIII 1948 Cehegín	6,24	>> 10 ka
	ENE-WSW	5-10 km					5,89-6,24	
	NE-SW	10 km	No reconocida	Baja o Media	No evidenciadas (N.I)	-----	6,24	
CENTRAL BÉTICA *(aptdo. 3.8)*	NW-SE	10 km	Pleistoceno Medio	Media	Sí evidenciadas (S.I)	4,0/V 1963 NW de Lorca	6,24	>> 10 ka
	N-S	5 km					5,89	
	NE-SW a ENE-WSW		No reconocida	Baja o Media	Sí evidenciadas (S.II)			
PREBÉTICO DE MURCIA *(aptdo. 3.9)*	NW-SE	5-10 km	Pleistoceno Inferior–Medio	Baja o Media	Sí evidenciadas (S.I)	4,1/VII 1995 Alcantarilla	5,89-6,24	>> 10 ka
	N-S	5 km	No reconocida		No evidenciadas (N.II)		5,89	
	NE-SW a ENE-WSW	5-10 km	Plio-Cuaternario	Baja o Muy baja	Sí evidenciadas (S.II)		5,89-6,24	

Tabla 3.11. Sistemas de Fallas del SE de España organizados por zonas morfoestructurales (ME) .

ZONA ME	SISTEMA	LONGITUD SUPERFICIAL	ÚLTIMA DEFORMACIÓN CUATERNARIA	ACTIVIDAD TECTONICA RECIENTE	RELACIONES SISMOTECTONICAS DE SUPERFICIE	MÁX. REGISTRO INSTRUMENTAL (m_b/MSK)	MAGNITUD MOMENTO (**M**)	RECURRENCIA (kiloaños, ka)
PREBÉTICO DE ALICANTE *(aptdo. 3.10)*	NW-SE a NNW-SSE	5-10 km	Pleistoceno Superior	Alta	Sí evidenciadas (S.I)	4,3/V 2001 Pego	5,89-6,24	> 10 ka
	NE-SW a ENE-WSW	15-20 km	Pleistoceno Inferior–Medio (posiblemente Superior)	Media o Alta		4,8/VII 1945 Onteniente	6,44-6,59	>> 10 ka
CARTAGENA *(aptdo. 3.11)*	NW-SE	10 km	Pleistoceno Superior (ca. 95 ka)	Alta (T_V: 0,06-0,075 m/ka)	Sí evidenciadas (S.II)	4,4/V 1952 El Palmar	6,24	> 10 ka
	N-S a NNE-SSW	5-10 km	Pleistoceno Superior	Alta			5,89-6,24	
	WNW-ESE	10 km	Pleistoceno Medio	Media	Sí evidenciadas (S.I)	4,5/V 1996 Mazarrón	6,24	>> 10 ka
	NE-SW				No evidenciadas (N.II)			
SIERRA FILABRES *(aptdo. 3.12)*	NW-SE	15 km	Pleistoceno Medio	Media	Sí evidenciadas (S.I)	4,8/VII 1972 Partaloa	6,44	>> 10 ka
	NE-SW a ENE-WSW	5-10 km	Pleistoceno indiferenciado				5,89-6,24	
	N-S	5 km				5,1/V 2002 Gérgal	5,89	
ALMERÍA *(aptdo. 3.13)*	NW-SE	10-15 km	Pleistoceno Superior (ca. 100 ka)	Alta	Sí evidenciadas (S.II)	-----	6,24-6,44	> 10 ka
	N-S	5 km					5,89	
	NE-SW a E-W	5-10 km	Pleistoceno indiferenciado	Media		5,0/V 1984 Sª Alhamilla	5,89-6,24	>> 10 ka

Tabla 3.11. (***continuación).***

Tabla 3.11. ***(continuación)*****. Leyenda:**

Zona ME: Nombre de la Zona Morfoestructural (ME) donde se localizan los sistemas de fallas identificados. Entre paréntesis se indica el número de apartado donde se desarrolla la explicación.

Sistema: Orientación típica de las fallas que forman el sistema.

Longitud Superficial: Longitud máxima más frecuente de las trazas de falla del sistema.

Última Deformación Cuaternaria: Edad de los depósitos donde se ha reconocido la evidencia más moderna de deformación directa producida por fallas del sistema dentro del Cuaternario. Cuando están disponibles se indican entre paréntesis edades absolutas.

Actividad Tectónica Reciente: Valoración relativa de la actividad tectónica durante el Cuaternario de cada sistema de fallas. Las clases "*Muy Baja*" y "*Baja*" califican sistemas de fallas en los que no se han reconocido deformaciones en depósitos Cuaternarios o posteriores al Pleistoceno Inferior, respectivamente, y en los que los procesos geomorfológicos asociados indican una actividad muy baja o baja. Los sistemas de fallas de clase "*Media*" presentan procesos geomorfológicos asociados indicadores de cierta actividad y la edad de la última deformación reconocida es al menos Pleistoceno Medio. La clase "*Alta*" se corresponde con fallas que deforman depósitos de edad al menos Pleistoceno Superior y presentan tasas de deslizamiento entre 0,05-0,10 m/ka. La clase "*Muy alta*" son fallas con tasas de deslizamiento superiores a 0,10 m/ka y con deformaciones reconocidas en materiales del Pleistoceno Superior y en algunos casos Holoceno (cf. **Tabla 3.13**). Las tasas de deslizamiento estimadas se indican entre paréntesis con la siguiente clave: T_N, Tasa de deslizamiento neta; T_H, horizontal; T_V, o vertical, *(v.s.)*: valor sobreestimado.

Relaciones Sismotectónicas: Se indica si ha sido posible evidenciar o no la actividad sísmica en algunas fallas del sistema. En caso afirmativo se indica entre paréntesis si la relación fue evidenciada a través de la identificación de series sísmicas asociadas a una o varias fallas y/o por mecanismos focales (Tipo S.I) o a través de la identificación de alineaciones preferentes de epicentros bien localizados (Tipo S.II). En caso negativo se distingue si es debido a la ausencia o escasez de sismicidad (Tipo N.I) o a que la antigüedad del registro determinaba un alto error de localización de los epicentros así como un escaso o nulo registro de réplicas (Tipo N.II).

Máximo Registro Instrumental: Magnitud, intensidad máxima sentida, fecha y localidad, del máximo registro instrumental de magnitud superior a 3,5 que está relacionado, o que pudiera estarlo, con la actividad sísmica actual de alguna/s falla/s del sistema.

Magnitud Momento: Magnitud del máximo evento posible en el sistema de fallas de acuerdo con la longitud máxima más frecuente de las trazas de falla en superficie. Este valor se ha obtenido a través de la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) entre la magnitud momento y la longitud de rotura superficial y tiene una desviación estándar de 0,28.

Recurrencia: Estimación de la recurrencia del evento máximo posible en el sistema de fallas (*>>10 ka*, al menos varias decenas de miles de años; *>10 ka*, más de 10.000 años).

ZONA DE FALLA	SEGMENTO	DIRECCION GENERAL	ÍNDICE DE CONTINUIDAD (L_F:L_T)	ÚLTIMA DEFORMACIÓN CUATERNARIA	ACTIVIDAD TECTONICA RECIENTE	RELACIONES SISMOTECTONICAS DE SUPERFICIE	MÁX. REGISTRO INSTRUMENTAL (m_b/MSK)	MAGNITUD MOMENTO (**M**)	RECURRENCIA (kiloaños, ka)
Pozohondo – Tobarra *(aptdo. 3.5)*	Dep. Albacete – Sª de las Cabras	NW-SE	5:65	No reconocida	Baja	No evidenciadas (N.I)	-----	5,89	>>10 ka
Socovos – Calasparra *(aptdo. 3.6)*	Central (Socovos-Calasparra)	NW-SE	40:40	Pleistoceno Superior	Media o Alta	No evidenciadas (N.II)	4,1/VII 1941 Calasparra	6,94	>10 ka
	Sur (Falla de la Línea Eléctrica)	WNW-ESE	30:30	Pleistoceno Medio	Media			6,79	>>10 ka
Tíscar *(aptdo. 3.7)*	Sª Cazorla – Emb. del Negretín	NNW-SSE a NW-SW	10:(30-35)	No reconocida	Baja o Muy Baja	No evidenciadas (N.I)	-----	6,24	>>10 ka
Crevillente (Sector Murcia) *(aptdo. 3.8)*	Campo Coy – Bullas	ENE-WSW	23:23	Pleistoceno Inferior–Medio	Media	No evidenciadas (N.I)	-----	6,66	>>10 ka
	Bullas – Sª Ricote		15:15			Sí evidenciadas (S.I)	4,8/VI 1999 Mula	6,44	
Crevillente (Sector Alicante) *(aptdo. 3.9)*	Abanilla – Río Vinalopó	ENE-WSW	30:30 (ciega)	Pleistoceno Superior	Alta (T_V: 0,07 m/ka)	No evidenciadas (N.II)	4,0/VI 1958 Fortuna	6,79	>10 ka (45-20)
Alhama de Murcia *(aptdo. 3.8)*	Totana – Alhama	NE-SW	5:12	Pleistoceno Inferior–Medio	Media	No evidenciadas (N.II)	-----	5,89	>>10 ka
	Alhama – Alcantarilla		17:23		Alta o Media (T_V: 0,03-0,07 m/ka)		3,5/III 1996 Alhama	6,51	>10 ka (35-13)
Jumilla (Sector Murcia) *(aptdo. 3.9)*	Calasparra – Jumilla	NE-SW	(5-10):35	Plio–Cuaternario	Baja o Muy baja	No evidenciadas (N.I)	-----	5,89-6,24	>>10 ka
	Jumilla – Yecla		10:30			No evidenciadas (N.II)	-----	6,24	
	Yecla – Caudete		10:15	Pleistoceno Medio–Superior	Media		4,0/VI 1931 Yecla	6,24	
Jumilla (Sector Valencia) *(aptdo. 3.10)*	Caudete – Xátiva	NE-SW	10:45	No reconocida	Baja	No evidenciadas (N.II)	4,1/VI 1991 Caudete	6,24	>>10 ka
	Xátiva – Tavernes		(5-10):30	Pleistoceno Medio–Superior	Media-Alta		-----	5,89-6,24	

Tabla 3.12. Grandes Fallas del SE de España con actividad reciente de "Muy Baja" a "Alta" .

ZONA DE FALLA	SEGMENTO	DIRECCION GENERAL	ÍNDICE DE CONTINUIDAD (L_F:L_T)	ÚLTIMA DEFORMACIÓN CUATERNARIA	ACTIVIDAD TECTONICA RECIENTE	RELACIONES SISMOTECTONICAS DE SUPERFICIE	MÁX. REGISTRO INSTRUMENTAL (m_b/MSK)	MAGNITUD MOMENTO (**M**)	RECURRENCIA (kiloaños, ka)
Anticlinorio del Bajo Segura *(aptdo. 3.11)*	Parte submarina	ENE-WSW	(10-30):??	Cuaternario indiferenciado	Baja o Media	Sí evidenciadas (S.I)	3,8/IV 1975 Santa Pola	6,24-6,79	>>10 ka
Torrevieja *(aptdo. 3.11)*	Torre del Moro-Río Segura	NW-SE	12:12	Pleistoceno Superior	Alta (T_V: 0,075 m/ka (v.s.))	No evidenciadas (N.II)	4,4/VI 1960 Orihuela	6,33	>10 ka (30-10)
Palomares *(aptdos. 3.11 y 3.12)*	Terminación Norte (Almenara – Hinojar)	NE-SW a ENE-WSW	10:30	Pleistoceno Inferior–Medio	Baja o Media	No evidenciadas (N.I)	-----	6,24	>>10 ka
	Carboneras – Almenara	NNE-SSW	(10-15):(45-60)	Pleistoceno Superior	Alta (Tv: 0,01-0,08 m/ka)	No evidenciadas (N.II)		6,24-6,44	>10 ka (30-10)
Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) *(aptdo. 3.13)*	Sª Alhamilla – Sª Cabrera	E-W a ENE-WSW	(10-15):(60-65)	Pleistoceno indiferenciado (posible. Medio)	Media	Sí evidenciadas (S.II)	5,0/V 1984 Sª Alhamilla	6,24-6,44	>>10 ka
Alhamilla *(aptdo. 3.13)*	Frente sur de Sª Alhamilla	NE-SW	15:30	No reconocida	Media o Alta (T_V: 0,03-0,07 m/ka)	No evidenciadas (N.II)	-----	6,44	>>10 ka (30-10)
Carboneras *(aptdo. 3.13)*	Carboneras	NE-SW	12:12	Pleistoceno Superior (ca. 85 ka)	Alta (T_V: 0,05 m/ka)	No evidenciadas (N.I)	-----	6,33	>10 ka (44-13)
	El Argamasón		10:10	Pleistoceno Medio	Media			6,24	>>10 ka
	La Serrata		12:12		Media (Muy Alta en Pleistoceno Medio: T_H: 0,30 m/ka)			6,33	
	Rambla Morales		10:10	Pleistoceno Superior (ca. 100 ka)	Alta (T_V: 0,10 m/ka)			6,24	>10 ka (20-10)

Tabla 3.12. ***(continuación).***

ZONA DE FALLA	SEGMENTO	DIRECCION GENERAL	ÍNDICE DE CONTINUIDAD (L_F:L_T)	ÚLTIMA DEFORMACIÓN CUATERNARIA	ACTIVIDAD TECTONICA RECIENTE	RELACIONES SISMOTECTONICAS	MÁX. REGISTRO INSTRUMENTAL (m_b/MSK)	MAGNITUD MOMENTO (**M**)	RECURRENCIA (kiloaños, ka)
Las Moreras – Escarpe de Mazarrón *(aptdo. 3.13)*	Sª de Las Moreras – Pto. de Mazarrón (F. Las Moreras)	WNW-ESE	15:15	No reconocida (posib.Pleistoceno Medio)	Media	Si evidenciadas (S.I)	4,5/V 1996 Mazarrón	6,44	>>10 ka
	Pto. Mazarrón – Este de Cabo Tiñoso	WNW-ESE (submarina)	(10-30):30	Cuaternario indiferenciado	Baja o Media	No evidenciadas (N.I)	-----	6,24-6,79	
	Este de Cabo Tiñoso – Este de Cabo de Palos	ENE-WSW (submarina)	(10-30):50						

Tabla 3.12. ***(continuación).***

Tabla 3.12. ***(continuación)*****. Leyenda:**

Zona de Falla: Denominación común de la falla. En ocasiones se emplea el término "sector" para identificar diferentes partes dentro de una falla de gran longitud. Se incluye entre paréntesis el apartado donde se desarrolla la explicación de la falla.

Segmento: Tramo de la falla que se considera presenta un comportamiento sismogenético independiente del resto de la falla. Muchos de los segmentos han sido definidos ad hoc para este trabajo y su denominación está basada en el nombre de las poblaciones, o accidentes fisiográficos, que más cerca se encuentran de los extremos del segmento, o que forman parte de ellos.

Dirección General: Orientación general de la traza de falla principal en el segmento.

Índice de Continuidad: Relación entre la longitud máxima de la traza de falla principal (L_F) y la longitud total del segmento (L_T). En casos dudosos se indica entre paréntesis el rango de longitudes máximas observado.

Última Deformación Cuaternaria: Edad de los depósitos donde se ha reconocido la evidencia más moderna de deformación directa producida por la falla dentro del Cuaternario. Cuando están disponibles se indican entre paréntesis edades absolutas.

Actividad Tectónica Reciente: Valoración relativa de la actividad tectónica de la falla durante el Cuaternario. Las clases "*Muy Baja*" y "*Baja*" califican fallas en las que no se han reconocido deformaciones en depósitos Cuaternarios o posteriores al Pleistoceno Inferior, respectivamente, y en los que los procesos geomorfológicos asociados indican una actividad muy baja o baja. Las fallas de clase "*Media*" presentan procesos geomorfológicos asociados a indicadores de cierta actividad y la edad de la última deformación reconocida es al menos Pleistoceno Medio. La clase "*Alta*" se corresponde con fallas que deforman depósitos de edad al menos Pleistoceno Superior y presentan tasas de deslizamiento entre 0,05-0,10 m/ka. La clase "*Muy alta*" son fallas con tasas de deslizamiento superiores a 0,10 m/ka y con deformaciones reconocidas en materiales del Pleistoceno Superior y en algunos casos del Holoceno (cf. **Tabla 3.13**). Las tasas de deslizamiento estimadas se indican entre paréntesis con la siguiente clave: T_N, Tasa de deslizamiento neta; T_H, horizontal; T_V, o vertical, *(v.s.)*: valor sobreestimado.

Relaciones Sismotectónicas: Se indica si ha sido posible evidenciar o no la actividad sísmica de la falla. En caso afirmativo se indica entre paréntesis si la relación fue evidenciada a través de la identificación de series sísmicas asociadas a la falla y/o por mecanismos focales (Tipo S.I) o a través de la identificación de alineaciones preferentes de epicentros bien localizados (Tipo S.II). En caso negativo se distingue si es debido a la ausencia o escasez de sismicidad (Tipo N.I) o a que la antigüedad del registro determinaba un alto error de localización de los epicentros así como un escaso o nulo registro de réplicas (Tipo N.II).

Máximo Registro Instrumental: Magnitud, intensidad máxima sentida, fecha y localidad, del máximo registro instrumental de magnitud superior a 3,5 que está relacionado, o que pudiera estarlo, con la actividad sísmica actual de la falla.

Magnitud Momento: Magnitud del máximo evento posible que pudiera producir la falla de acuerdo con la longitud máxima de su traza en superficie. Este valor se ha obtenido a través de la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) entre la magnitud momento y la longitud de rotura superficial y tiene una desviación estándar de 0,28.

Recurrencia: Estimación de la recurrencia del evento máximo posible en la falla (*>>10 ka*, al menos varias decenas de miles de años; *>10 ka*, más de 10.000 años). En los casos en los que se han podido realizar estimaciones más precisas se indican entre paréntesis los valores medios posibles.

ZONA DE FALLA	SEGMENTO	DIRECCION GENERAL	RATIO DE CONTINUIDAD (L_F:L_T)	ACTIVIDAD TECTONICA RECIENTE	ÚLTIMA DEFORMACIÓN CUATERNARIA	RELACIONES SISMOTECTONICAS DE SUPERFICIE	MÁX. REGISTRO INSTRUMENTAL (m_b/MSK)	MAGNITUD MOMENTO (**M**)	RECURRENCIA (años)
Alhama de Murcia *(aptdo. 3.8)*	Pto. Lumbreras – Lorca	NE-SW	28:28	Muy Alta (T_N: 0,41 m/ka)	Pleistoceno Superior	Sí evidenciadas (S.I)	4,2/VI 1977 Lorca	6,76	7.000 – 10.000
	Lorca – Totana		23:23	Muy Alta (T_N: 0,30 m/ka)	Holoceno	No evidenciadas (N.II)	-----	6,66	2.000 – 5.000
Carrascoy *(aptdo. 3.11)*	Frente norte Sª Carrascoy – Cresta del Gallo	NE-SW	32:32	Muy Alta (T_N: 0,54 m/ka)	Pleistoceno Superior	No evidenciadas (N.II)	4,2/VI 1946 Sangonera	6,83	6.000 – 10.000
Anticlinorio del Bajo Segura *(aptdo. 3.11)* — Falla de San Miguel de Salinas	La Veleta – Río Segura	NW-SE	17:17	Muy Alta (T_V: 0,30 m/ka (v.s.))	Pleistoceno Superior (posiblemente Holoceno)	No evidenciadas (N.II)	4,4/VI 1960 Orihuela	6,51	8.000 – 10.000
Falla del Bajo Segura	Hurchillo	E-W a ENE WSW	12:12 (ciega)	Muy Alta (T_N: 0,35 m/ka)	Pleistoceno Superior – Holoceno			6,33	1.700 – 6.000
	Benejúzar		10:10 (ciega)	Muy Alta (T_N: 0,23 m/ka)				6,24	2.000 – 9.000
	Guardamar		8:8 (ciega)	Muy Alta (T_N: 0,12 m/ka)				6,13	3.000 – 10.000
	(Rotura completa)		30:30 (ciega)	Muy Alta (T_N: 0,23 m/ka)				6,79	6.000 – 10.000

Tabla 3.13. Grandes Fallas del SE de España con actividad reciente "Muy Alta".

Tabla 3.13. ***(continuación)*****. Leyenda:**

Zona de Falla: Denominación común de la falla. Se incluye entre paréntesis el apartado donde se desarrolla la explicación de la falla.

Segmento: Tramo de la falla que se considera presenta un comportamiento sismogenético independiente del resto de la falla. Muchos de los segmentos han sido definidos ad hoc de este trabajo y su denominación está basada en el nombre de las poblaciones, o accidentes fisiográficos, que más cerca se encuentran de los extremos del segmento, o que forman parte de ellos.

Dirección General: Orientación general de la traza de falla principal en el segmento.

Índice de Continuidad: Relación entre la longitud máxima de la traza de falla principal (L_F) y la longitud total del segmento (L_T). En casos dudosos se indica entre paréntesis el rango de longitudes máximas observado.

Actividad Tectónica Reciente: Valoración relativa de la actividad tectónica de la falla durante el Cuaternario. En esta tabla solo aparecen fallas de actividad "Muy Alta": fallas con tasas de deslizamiento superiores a 0,10 m/ka y con deformaciones reconocidas en materiales del Pleistoceno Superior y en algunos casos del Holoceno. Las tasas de deslizamiento estimadas se indican entre paréntesis con la siguiente clave: T_N, Tasa de deslizamiento neta; T_H, horizontal; T_V, o vertical, *(v.s.)*: valor sobreestimado.

Última Deformación Cuaternaria: Edad de los depósitos donde se ha reconocido la evidencia más moderna de deformación directa producida por la falla dentro del Cuaternario. Cuando están disponibles se indican entre paréntesis edades absolutas.

Relaciones Sismotectónicas: Se indica si ha sido posible evidenciar o no la actividad sísmica de la falla. En caso afirmativo se indica entre paréntesis si la relación fue evidenciada a través de la identificación de series sísmicas asociadas a la falla y/o por mecanismos focales (Tipo S.I) o a través de la identificación de alineaciones preferentes de epicentros bien localizados (Tipo S.II). En caso negativo se distingue si es debido a la ausencia o escasez de sismicidad (Tipo N.I) o a que la antigüedad del registro determinaba un alto error de localización de los epicentros así como un escaso o nulo registro de réplicas (Tipo N.II).

Máximo Registro Instrumental: Magnitud, intensidad máxima sentida, fecha y localidad, del máximo registro instrumental de magnitud superior a 3,5 que está relacionado, o que pudiera estarlo, con la actividad sísmica actual de la falla.

Magnitud Momento: Magnitud del máximo evento posible que pudiera producir la falla de acuerdo con la longitud de su traza en superficie. Este valor ha sido obtenido a través de la relación empírica de Wells y Coppersmith (1994) entre la magnitud momento y la longitud de rotura superficial y tiene una desviación estándar de 0,28.

Recurrencia: Valores medios posibles de la recurrencia del evento máximo estimados en este trabajo.

3.14.1. Sistemas de fallas del SE de España

El SE de España presenta en general una alta densidad de fallas con orientaciones prácticamente en todas las direcciones del espacio (**Tabla 3.11**) (**Fig. 3.26)**. Los principales sistemas, que se encuentran representados en todas las zonas ME estudiadas, se pueden agrupar básicamente en tres orientaciones predominantes: NW-SE, N-S (de NNW-SSE a NNE-SSW) y NE-SW a ENE-WSW. En las zonas ME de Cartagena y Almería se han identificado además sistemas de fallas con orientaciones WNW-ESE y E-W, respectivamente.

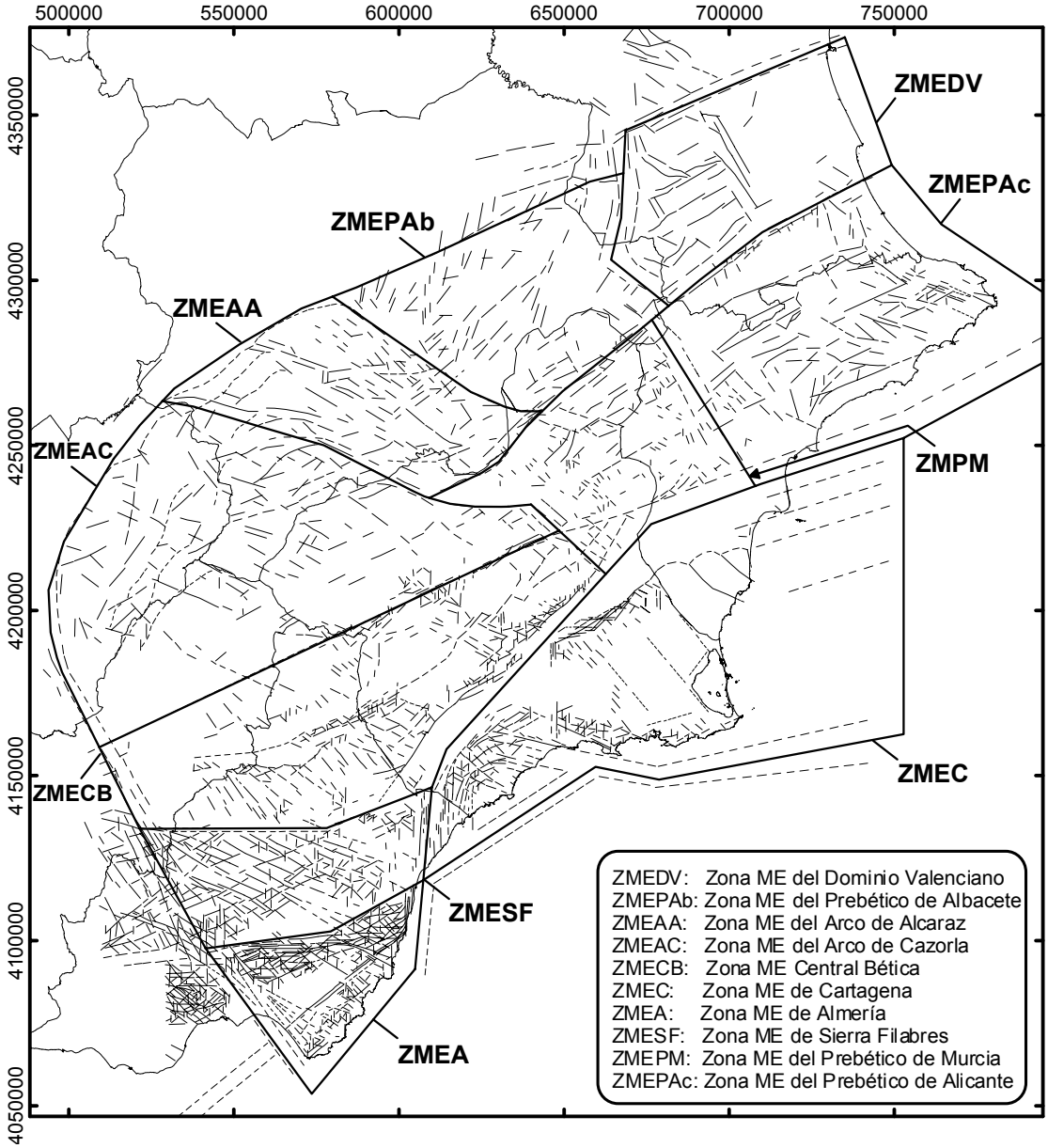


Figura 3.26. Sistemas de fallas del SE de España organizados por zonas morfoestructurales (ZME).

El sistema NW-SE presenta los valores más altos de "longitud máxima más frecuente de las trazas superficiales de falla", con valores típicamente entre 10-15 km. Por el contrario, el sistema N-S presenta los valores más bajos, generalmente entre 5-10 km. Las fallas del sistema NE-SW presentan una variabilidad mayor, entre 5-15 km. La Zona ME del Dominio Valenciano destaca sobre las demás por presentar valores especialmente altos en las fallas de dirección NW-SE (a NNW-SSE), entre 10-20 km. Esta zona y la del Prebético de Alicante

presenta además los valores más altos en fallas del sistema NE-SW: 10-15 y 15-20 km, respectivamente.

Los sistemas de fallas más activos de la zona de trabajo se localizan principalmente en las zonas ME de Cartagena y Almería y, con menor actividad, en las de Sierra Filabres y Prebético de Alicante. En todos los casos los sistemas más activos son el NW-SE y N-S. En las zonas ME de Cartagena y Almería las evidencias de deformación más recientes en estos dos sistemas de fallas son de hace 95-100 ka (Pleistoceno Superior). En las zonas ME de Sierra Filabres y Central Bética y, en la del Prebético de Alicante, el sistema NW-SE presenta evidencias de actividad en el Pleistoceno Medio y en el Superior, respectivamente. La actividad reciente del sistema NE-SW ha sido únicamente reconocida en depósitos de edad Pleistoceno indiferenciado (o Medio) y sólo en las zonas ME de Cartagena, Almería, Sierra de Filabres y Prebético de Alicante. En las zonas ME del Arco de Alcaraz, Arco de Cazorla y Prebético de Murcia, las fallas presentan un grado de actividad menor. Por último, en las zonas ME del Dominio Valenciano y Prebético de Albacete, los sistemas de fallas presentan el grado de actividad más bajo de toda la zona de trabajo. En ninguno de ellos se ha podido reconocer la edad de los últimos depósitos deformados.

En casi todas las zonas ME se han podido evidenciar relaciones sismotectónicas con fallas de alguno o de todos los sistemas representados en la zona. Constituyen la excepción las zonas del Dominio Valenciano, Prebético de Albacete y Arco de Alcaraz, donde no se han podido evidenciar dichas relaciones, ya fuera por la escasez de sismicidad registrada (Tipo N.I) o por la antigüedad de ésta (Tipo N.II). Considerando en conjunto el resto de las zonas ME se observa que en todos los sistemas de fallas se han podido evidenciar relaciones sismotectónicas, ya sea del tipo S.I ó S.II. Destacan especialmente las zonas ME de Almería, Cartagena, Sierra Filabres, Central Bética y Prebético de Alicante, donde todos los sistemas de fallas presentan relaciones sismotectónicas evidenciadas. Los máximos registros instrumentales que pueden estar asociados con la actividad de los sistemas de fallas presentan casi siempre magnitudes entre 4,0-5,0, sentidas con intensidades generalmente de V, en algunos casos de VII y como máximo de VIII.

De acuerdo con el valor de la longitud máxima más frecuente de las trazas de falla en superficie se ha podido estimar que la magnitud momento máxima se sitúa generalmente entre 5,9-6,2; alcanzando en algunas zonas valores hasta de 6,44 (Almería, Cartagena y Sierra Filabres) y 6,59 (Dominio Valenciano y Prebético de Alicante). Si se admite una incertidumbre de ±2 y ±5 km en la longitud máxima de las fallas en superficie resulta una variación de hasta una y dos décimas en el valor de la magnitud momento, respectivamente. Esta variación queda comprendida dentro de la desviación estándar de la regresión de Wells y Coppersmith (1994) (σ=0,28).

La recurrencia media de la mayoría de estos eventos de magnitud máxima debe estimarse en varias de decenas de miles de años (>>10 ka), con la excepción de las zonas ME de Almería, Cartagena y Prebético de Alicante, donde la recurrencia debe ser menor (>10 ka), de acuerdo con la edad de las últimas deformaciones reconocidas en fallas de los sistemas NW-SE y N-S presentes en estas zonas. Es importante notar que esta estimación se refiere a la recurrencia del evento máximo en una falla singular, que será siempre mayor que la que resultaría de considerar en conjunto todas las fallas presentes en una zona ME.

3.14.2. Grandes fallas del SE de España

Las grandes fallas del SE de España constituyen zonas de falla reconocibles en superficie por longitudes de al menos 30 km, en la mayoría de los casos por más de 50 km y, excepcionalmente, por distancias del orden de los 100 km (e.g.: zonas de falla de Jumilla, Crevillente, Alhama de Murcia, Palomares y Las Moreras-Escarpe de Mazarrón) (**Tablas 3.12**

y **3.13**). Presentan una dirección predominante NE-SW a ENE-WSW, si bien las fallas de Socovos-Calasparra y Las Moreras-Escarpe de Mazarrón, de dirección NW-SE a WNW-ESE y, la Falla de Palomares, de dirección NNE-SSW, constituyen importantes excepciones (**Fig. 3.27**).

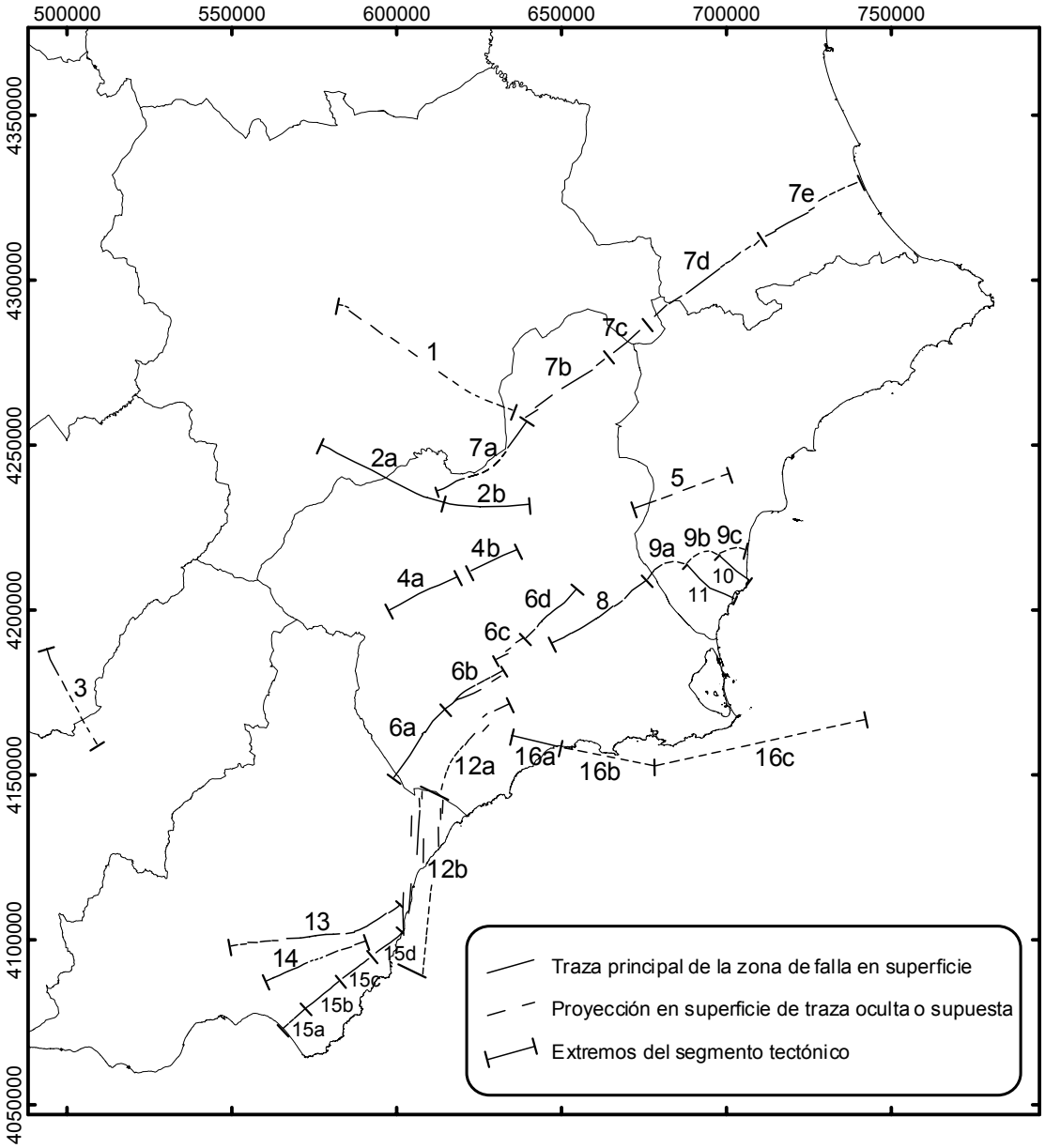


Figura 3.27. Grandes Fallas del SE de España con indicación de los segmentos analizados en este trabajo. 1: Pozohondo-Tobarra, 2: Socovos-Calasparra (a: Central, b: Línea Eléctrica), 3: Tíscar, 4: Crevillente (Sector Murcia) (a: Campo Coy-Bullas, b: Bullas-Sª Ricote), 5: Crecvillente (Sector Alicante) (Abanilla-Río Vinalopó), 6: Alhama de Murcia (a: Puerto Lumbreras-Lorca, b: Lorca-Totana, c: Totana-Alhama, d: Alhama-Alcantarilla), 7: Jumilla (Sectores Murcia y Valencia) (a: Calasparra-Jumilla, b:Jumilla-Yecla, c: Yecla-Caudete, d: Caudete-Xátiva, e: Xátiva-Tavernes), 8: Carrascoy, 9: Bajo Segura (a: Hurchillos, b: Benjúzar, c: Guardamar), 10: Torrevieja, 11: San Miguel de Salinas, 12: Palomares (a: Almenara-Hinojar, b: Carboneras-Almenara), 13: Corredor de Las Alpujarras, 14: Alhamilla, 15: Carboneras (a: Rambla Morales, b: Serrata, c: El Argamasón, d: Carboneras), 16: Las Moreras-Escarpe de Mazarrón (a: Las Moreras, b: Puerto de Mazarrón-Este de Cabo Tiñoso, c: Este de Cabo Tiñoso-Este de Cabo de Palos).

Casi todas las grandes fallas se pueden dividir en segmentos tectónicos diferenciados. A lo largo de éstos se ha medido la longitud máxima de la traza de falla principal. Esta longitud es con frecuencia del orden de los 10-15 km, si bien algunas zonas de falla alcanzan longitudes

entre 20-30 km (e.g.: Crevillente, Alhama de Murcia, Carrascoy, Bajo Segura, Las Moreras-Escarpe de Mazarrón), y excepcionalmente los 40 km (Socovos-Calasparra). La longitud de la traza de falla principal es por lo general inferior a la longitud total del segmento, en algunos casos de manera muy importante (e.g.: Palomares, Corredor de Las Alpujarras, Pozohondo-Tobarra). Para medir este efecto se ha definido el "índice de continuidad", como la relación entre la longitud de la traza principal a lo largo del segmento y la longitud del segmento.

Las fallas más activas de toda la zona de trabajo son los segmentos de "Puerto Lumbreras-Lorca" y "Lorca-Totana" de la Falla de Alhama de Murcia, la Falla de Carrascoy, y las fallas del Bajo Segura y San Miguel de Salinas (**Tabla 3.13**). La tasas máximas de deslizamiento de estas fallas varían aproximadamente entre 0,10-0,35 m/ka, con las excepciones de la Falla de Carrascoy y el segmento Puerto Lumbreras-Lorca, con tasas de 0,54 y 0,41 m/ka, respectivamente. La edad de las deformaciones directas más modernas asociadas a estas fallas es como mínimo Pleistoceno Superior, posiblemente Holoceno; si bien únicamente en el segmento Lorca-Totana se han evidenciado deformaciones directas en depósitos de edad Holoceno. En el resto de las grandes fallas destacan los segmentos "Central" de la Falla de Socovos-Calasparra, "Carboneras-Almenara" de la Falla de Palomares, "Carboneras" y "Rambla Morales" de la Falla de Carboneras y "Abanilla-Río Vinalopó" de la Falla de Crevillente (Sector Alicante). En todos ellos se han reconocido deformaciones de edad Pleistoceno Superior. Las tasas de deslizamiento disponibles para estas fallas se sitúan en torno a los 0,05-0,10 m/ka. También hay que destacar una serie de fallas que presentan actividad tectónica reciente "Muy Baja" o "Baja": fallas de Pozohondo-Tobarra, Tíscar y los segmentos "Calasparra-Jumilla", "Jumilla-Yecla" y "Caudete-Xátiva" de la falla de Jumilla. En ellos no se ha podido reconocer la edad de las últimas deformaciones, o ésta era de edad Plio-Cuaternario.

El análisis sismotectónico de superficie solamente ha permitido evidenciar relaciones sismotectónicas en algunas grandes fallas. En las fallas de actividad tectónica reciente "Muy Alta" únicamente se han podido evidenciar relaciones sismotectónicas en el segmento "Puerto Lumbreras-Lorca" de la Falla de Alhama de Murcia. En el resto de las grandes fallas únicamente presentan relaciones sismotectónicas claras (Tipo S.I ó S.II) el segmento "Bullas-Sierra Ricote" de la Falla de Crevillente (Sector Murcia), el Corredor de las Alpujarras y la Falla de Las Moreras. En la mayoría de las fallas de actividad "Media", "Alta" o "Muy Alta", no se han podido establecer claramente relaciones sismotectónicas debido principalmente a la antigüedad del registro (Tipo N.II); aunque en la Falla de Carboneras y en la terminación norte de Palomares esto se debe a la escasez de registro sísmico (Tipo N.I). Todas las grandes fallas de actividad reciente "Muy Baja" o "Baja" presentan una sismicidad nula o muy escasa (Tipo N.I). En conjunto, los valores de magnitud máximos que pueden asociarse a la actividad de las grandes fallas varían entre 4,0-5,0 con valores de intensidad generalmente de VI y como máximo de VII. Nótese que algunos de estos terremotos también podrían asociarse con la actividad de fallas secundarias (cf. tabla 3.11).

A partir del valor de la máxima longitud de la traza de falla principal se ha podido estimar la magnitud momento capaz de generar cada falla. En conjunto, la gran mayoría de valores se sitúan entre 6,2-6,8, con dos máximos de 6,83 y 6,94, correspondientes a la rotura de la Falla de Carrascoy y del segmento "Central" de la Falla de Socovos-Calasparra, respectivamente. De igual modo que se ha explicado en el apartado anterior de sistemas de fallas, la incertidumbre de estos valores de magnitud queda comprendida dentro de la desviación estándar de la regresión de Wells y Coppersmith (1994) (σ=0,28) si se consideran variaciones máximas de la longitud de las fallas de hasta ±5 km.

En algunas fallas, la magnitud de los eventos máximos es igual o menor que las que los sistemas de fallas de las zonas ME adyacentes podrían generar. Este es el caso de las fallas de Carboneras, Alhamilla, Corredor de Las Alpujarras, Palomares, Tíscar, Pozohondo-Tobarra y Jumilla.

Respecto a la recurrencia de los eventos de magnitud máxima hay que destacar los segmentos de "Puerto Lumbreras-Lorca" y "Lorca-Totana" de la Falla de Alhama de Murcia y, las fallas de Carrascoy, Bajo Segura y San Miguel de Salinas, donde se han realizado estimaciones menores de 10.000 años. Considerando en conjunto los valores de magnitud máxima obtenidos para estas fallas y sus respectivas recurrencias, resulta que eventos de magnitud 6,6-6,7 presentan una recurrencia media del orden de 2.000-3.000 años; y eventos de magnitud 6,7-6,8 de unos 6.000-7.000 años. Aparte de estas fallas, también hay que destacar otras cuyos eventos máximos presentan una recurrencia estimada en más de 10.000 años (>10 ka): segmentos "Central" de la Falla de Socovos-Calasparra, "Alhama-Alcantarilla" de la Falla de Alhama de Murcia, "Carboneras-Sª Almenara" de la Falla de Palomares, "Abanilla-Río Vinalopó" de la Falla de Crevillente (Sector Alicante), "Carboneras" y "Rambla Morales" de la Falla de Carboneras y Falla de Torrevieja. En el resto de las grandes fallas representadas en la zona de trabajo la recurrencia media del evento máximo se estima en al menos varias decenas de miles de años (>>10 ka).

3.15. DISCUSIÓN

La discusión de los resultados se organiza de modo paralelo a la exposición de los mismos, es decir, separando entre Sistemas de Fallas y Grandes Fallas. En ambos casos los resultados se explican en relación con el marco geodinámico del SE de España y la convergencia entre las placas de Africa e Iberia. Así mismo, se analizan cuestiones de interés, como la relación encontrada entre la actividad sísmica y la actividad tectónica reciente y, la relación entre los máximos registros instrumentales e históricos y la producción de eventos máximos en fallas. En el apartado de Grandes Fallas se analiza además la relación encontrada entre el "índice de continuidad" de una falla o segmento y su grado de actividad reciente.

3.15.1. Sistemas de fallas del SE de España

Las zonas ME más activas, es decir, aquellas que presentan en su interior los sistemas de fallas más activos, se localizan en la parte interna del Orógeno Bético (Cartagena, Almería y Sierra Filabres) y, en el Prebético de Alicante (**Fig. 3.28**). Esta localización está relacionada con la posición de la banda que absorbe mayor deformación en el marco de la convergencia entre las placas Africana e Ibérica y, en el caso del Prebético de Alicante, con el ambiente geodinámico impuesto por la formación del Surco Valenciano. Estas dos situaciones geodinámicas han producido zonas con características morfoestructurales muy diferentes. Así, en las zonas influenciadas por la geodinámica del Surco Valenciano (Dominio Valenciano y Prebético de Alicante) se han identificado sistemas de fallas con mayores longitudes dentro de un marco fisiográfico controlado por el levantamiento regional periférico impuesto por el Surco Valenciano. En las zonas situadas en la parte más interna del Orógeno Bético (Almería y Cartagena) se han encontrado sistemas de fallas con orientaciones particulares y una fisiografía controlada fuertemente por la actividad neotectónica y reciente de grandes fallas.

Los sistemas de fallas más activos desde el punto de vista de la tectónica reciente, es decir, de aquellos que con mayor frecuencia presentan las deformaciones más recientes, el NW-SE y N-S, presentan la orientación más favorable al movimiento, dada la dirección de acortamiento regional NNW-SSE del SE de España. Este hecho ya había sido observado anteriormente por varios autores (e.g.: Sanz de Galdeano y López-Casado, 1988). Puede añadirse ahora que, de acuerdo con los resultados del análisis sismotectónico realizado en este trabajo, todos los sistemas de fallas, independientemente de su orientación, son activos desde el punto de vista de la producción de sismicidad. Esta observación es especialmente clara en las zonas ME con los sistemas de fallas más activos (e.g.: Almería, Cartagena, Prebético de Alicante). Es importante notar que en muchos casos, fallas de actividad tectónica reciente

media o baja no presentan relaciones sismotectónicas evidentes debido, probablemente, a los errores de localización de la sismicidad y a la escasez en el registro de réplicas. Así mismo, se ha observado que fenómenos de interacción dinámica entre fallas pueden provocar una localización dispersa de la sismicidad, que imposibilite establecer relaciones unívocas con una falla u orientación concreta. La creciente calidad que el catálogo sísmico nacional está adquiriendo permitirá en un futuro próximo establecer nuevas relaciones sismotectónicas, especialmente en las zonas de menor actividad (Dominio Valenciano, Prebético de Albacete, Arco de Alcaraz, Arco de Cazorla), así como el estudio de detalle de fenómenos sismotectónicos (e.g.: series sísmicas dispersas, terremotos compuestos).

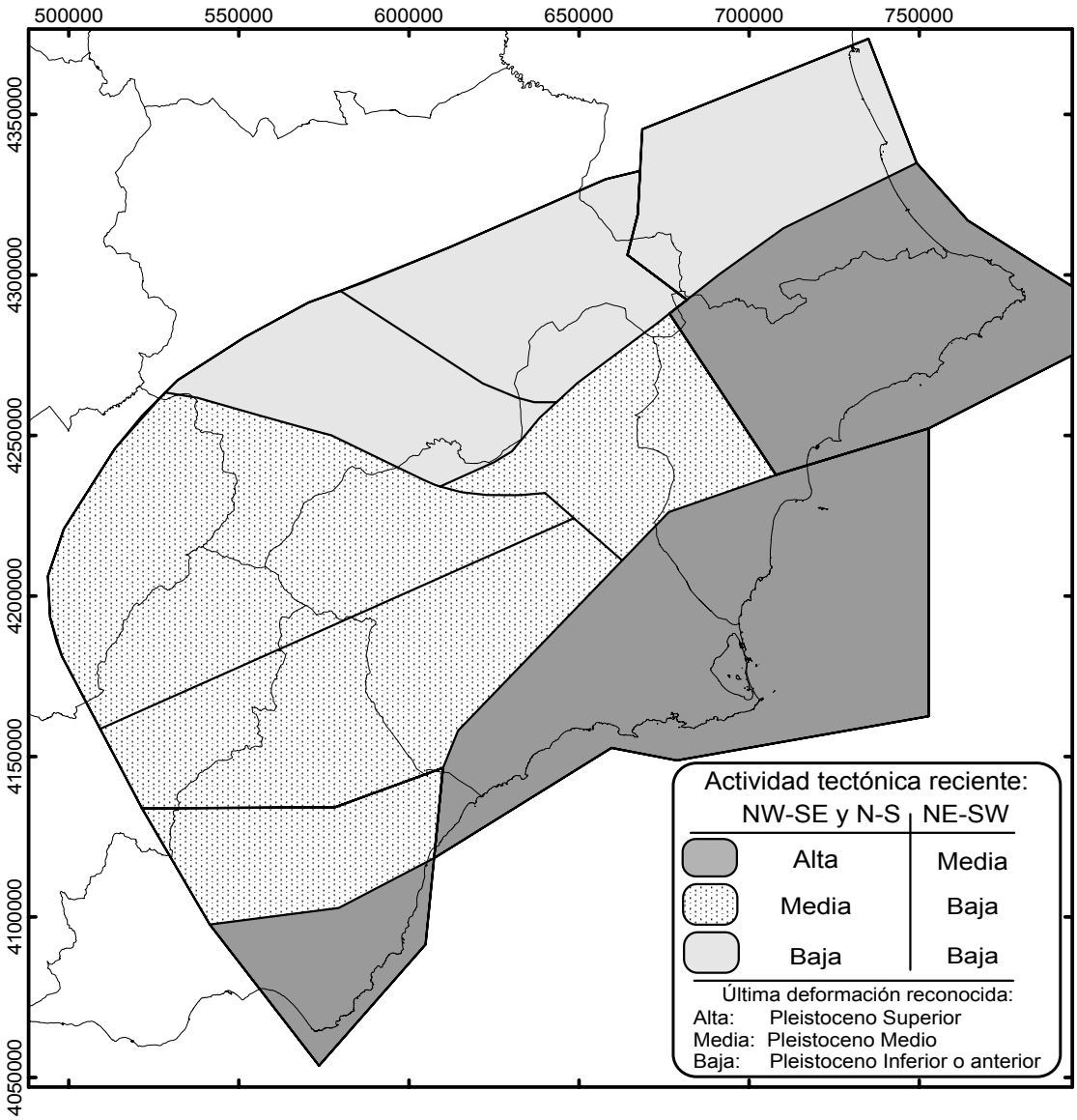


Figura 3.28. Clasificación de las zonas Morfoestructurales (ZME) en función del grado de actividad de los principales sistemas de fallas localizados en su interior.

Comparando los valores máximos de magnitud instrumental registrados en cada zona ME y los de magnitud máxima derivados de la longitud de las fallas presentes en ellas, se deduce claramente que ninguna de estas fallas ha tenido una rotura completa dentro del Periodo Instrumental. Teniendo en cuenta que terremotos de magnitud moderada (m<6,0) han llegado a provocar daños de intensidad VII y hasta VIII en el SE de España, resulta que únicamente terremotos históricos de intensidad IX o superior podrían haber sido producidos por este tipo de eventos.

Por último, es importante remarcar que la realización de nuevos estudios puede suponer la reevaluación al alza de la actividad de algunos sistemas de fallas. Esta situación es bastante probable que tenga lugar en las zonas ME de Sierra Filabres y Central Bética especialmente en relación con los sistemas NW-SE y N-S.

3.15.2. Grandes fallas del SE de España

Las grandes fallas del SE de España pueden clasificarse de modo sencillo en tres grupos en función de su actividad tectónica reciente reconocida: "Baja" o "Muy Baja", "Media" y "Alta" o "Muy Alta" (cf. tabla 3.12) (**Fig. 3.29**). Las fallas de actividad "Muy Alta" tienen una tasa de deslizamiento superior a 0,10 m/ka y deforman depósitos de edad al menos Pleistoceno Superior (cf. tabla 3.13). De acuerdo con la definición más extendida del término "Falla Activa" (aquélla que presenta deformaciones en los últimos 10.000 años), algunas de las fallas de este grupo no podrían considerarse como tales a partir de la información disponible en la actualidad. Hasta que el desarrollo de nuevos estudios de paleosismicidad date con precisión la edad de las últimas deformaciones asociadas a estas fallas es recomendable emplear este término con reservas.

Las fallas con mayor grado de actividad reciente de toda la zona de trabajo son las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy y Bajo Segura. Sus tasas de deslizamiento son del orden de 2 a 10 veces mayores que las estimadas en cualquiera de las fallas de actividad tectónica "Alta" (Palomares, Carboneras y Crevillente (Sector Alicante)). Por tanto, la convergencia entre la placa Africana y la Ibérica en el SE de España debe absorberse preferentemente a través de estas fallas. La orientación NE-SW a ENE-WSW de estas grandes fallas es oblicua/perpendicular a la dirección de acortamiento regional NNW-SSE. Esta situación es la opuesta a la encontrada en relación con los sistemas de fallas más activos en las zonas ME, de orientación NW-SE y N-S. Ambas circunstancias permiten considerar un modelo de deformación repartida entre grandes fallas y sistemas de fallas. De acuerdo con este modelo una importante fracción de la convergencia Iberia-África sería absorbida a modo de deformación interna a través de los sistemas de fallas distribuidos por las zonas ME, especialmente en las zonas de Almería y Cartagena, mientras que el desplazamiento efectivo tendría lugar fundamentalmente en las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy y Bajo Segura. En las zonas ME del Dominio Valenciano y Prebético de Alicante, sometidas a un régimen geodinámico particular impuesto por el Surco Valenciano, no se ha identificado ninguna falla de actividad "Muy Alta". La deformación en estas zonas debe absorberse principalmente a través de los sistemas de fallas presentes en el interior.

Las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy y Bajo Segura se disponen formando una alineación de dirección NE-SW a ENE-WSW y unos 115 km de longitud. Algunos autores continúan esta alineación en dirección sur a través de la Falla de Palomares y, posteriormente, en dirección suroeste a través de la Falla de Carboneras, constituyendo en conjunto una estructura tectónica continua conocida como Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (e.g.: Larouzière et al., 1988; Silva et al., 1993). Las características morfoestructurales de la Falla de Palomares, con una zona de falla excepcionalmente ancha (10-15 km) y trazas de falla que no superan los 15 km, contrastan fuertemente con las de las vecinas fallas de Alhama de Murcia y Carboneras, y cuestionan el actual funcionamiento de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales. Si la Falla de Palomares presentara en la actualidad una zona de falla más estrecha, con una traza de falla principal continua, tendría entonces una tasa de deslizamiento superior a la de la Falla de Alhama de Murcia, ya que previsiblemente absorbería mayor desplazamiento merced a su orientación más favorable en relación con el campo de esfuerzos regional. Sin embargo, la deformación en la Falla de Palomares se absorbe a través de pequeñas fallas que presentan tasas máximas de deslizamiento de 0,08 m/ka. La actual morfoestructura de la Falla de Palomares empezaría a formarse con el cese del funcionamiento de la Zona de Cizalla de las

Béticas Orientales. Este hecho tendría lugar a finales del Pleistoceno Medio, coincidiendo con la edad de los últimos movimientos en dirección registrados en la Falla de Carboneras.

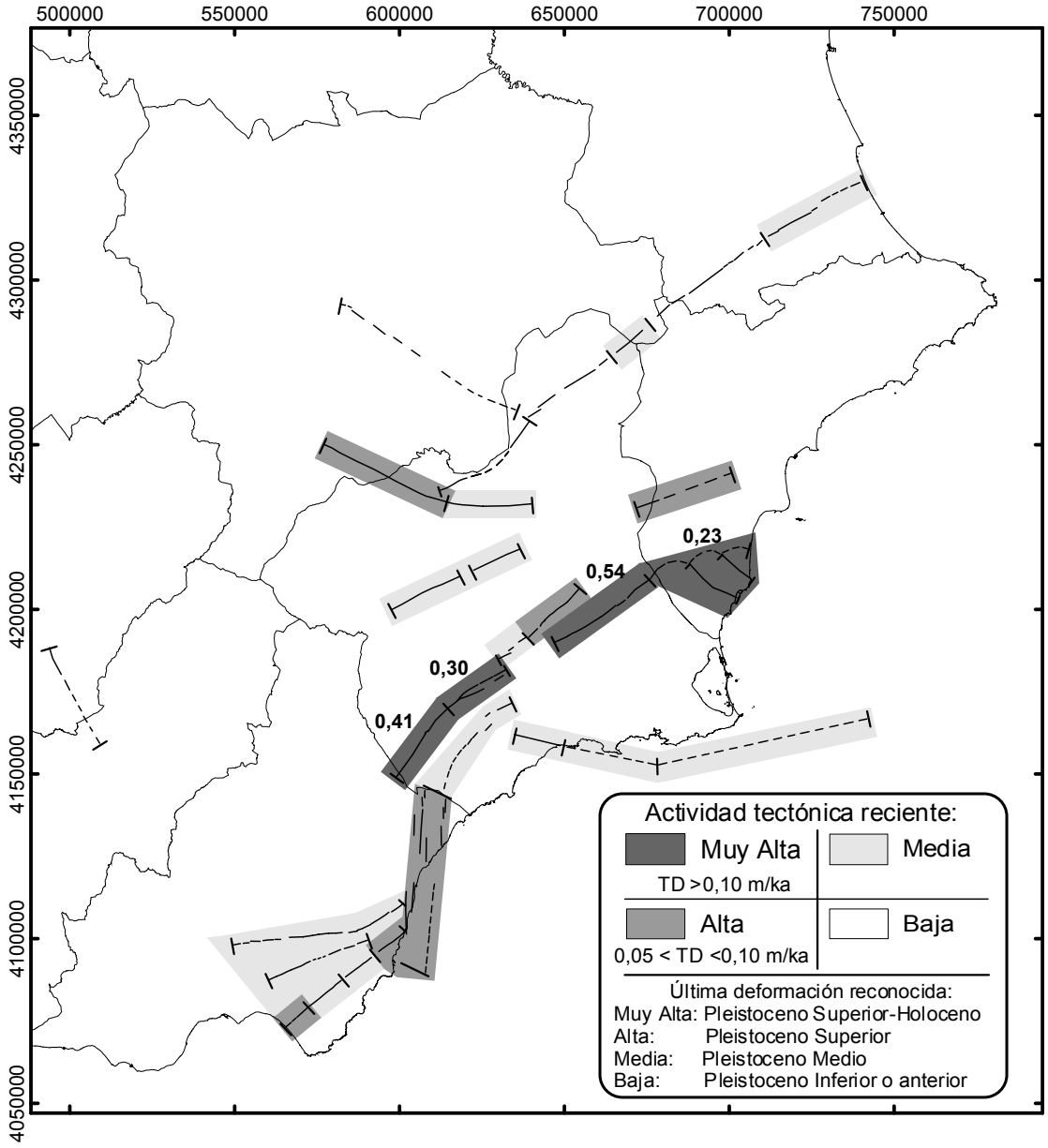


Figura 3.29. Clasificación de las Grandes Fallas del SE de España en función de su grado de actividad reciente (TD: Tasa de deslizamiento).

En este trabajo se ha encontrado que el grado de actividad reciente de una falla mantiene una relación positiva con el índice de continuidad, que se obtiene de dividir la longitud de la traza de falla principal entre la longitud total del segmento en la que está contenida (**Fig. 3.30**). Índices de continuidad de hasta 0,3 son típicos de fallas cuyo grado de actividad reciente puede clasificarse como "Bajo" o "Muy Bajo" (edad de las últimas deformaciones anterior al Pleistoceno Medio); entre 0,3 y 0,7 se corresponden con fallas de actividad "Media" y, superiores a 0,7 (con frecuencia igual a 1,0) con fallas de actividad "Alta" o "Muy Alta". Existen tres casos anómalos que se salen de la norma general. El segmento "Carboneras-Almenara" de la Falla de Palomares, de actividad "Alta", presenta un índice de continuidad de tan solo 0,2. Esta circunstancia es debida a que la Falla de Palomares constituye en verdad una extensa zona de falla, de unos 45-60 km de largo por 10-15 de ancho, a lo largo de la cual no se identifica una traza de falla principal, que sea responsable de la mayor parte del deslizamiento, sino fallas secundarias con longitudes máximas del orden de los 10-15 km. Una situación muy

similar se da en el Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería), si bien esta falla es de actividad "Media". Por último, los dos segmentos de la Falla de Crevillente (Sector Murcia) presentan un índice de continuidad de 1,0 y son clasificados como de actividad "Media"; la misma situación se da en relación con las fallas de Las Moreras y Socovos-Calasparra. Esta circustancia, si bien puede considerarse como una excepción normal a la regla, permite, por otra parte, suponer que la actividad de estas fallas quizá sea mayor de la que se ha reconocido hasta la fecha.

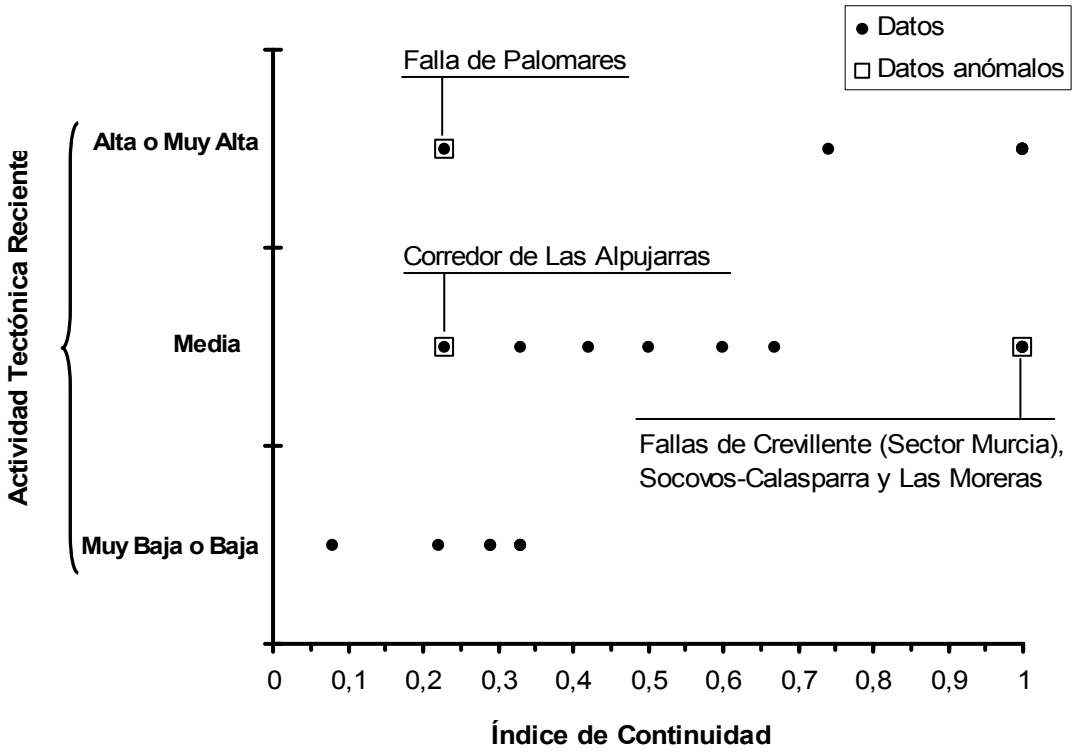


Figura 3.30. Relación entre el Índice de Continuidad y el grado de actividad tectónica reciente de una falla. A más alto grado de actividad reciente, mayor continuidad de la traza superficial de una falla (en la figura se señalan las excepciones encontradas).

En casi todas las grandes fallas que presentan actividad tectónica "Muy Alta", "Alta" o "Media", no se han podido identificar relaciones sismotectónicas debido fundamentalmente a la antigüedad del registro sísmico. Con la mejora continua del catálogo es previsible que la asociación entre la sismicidad y este tipo de fallas sea cada vez más evidente. De todas formas, de acuerdo con el modelo de deformación explicado anteriormente, la mayor parte de la actividad sísmica del SE de España estará relacionada más frecuentemente con la actividad de fallas secundarias que con la actividad de grandes fallas. Por otra parte, en todas las fallas con actividad tectónica "Baja" o "Muy Baja" se ha constatado una escasa o nula representación de sismicidad. Considerando la concurrencia de ambas circunstancias, las fallas de Pozohondo-Tobarra, Tíscar y el segmento "Calasparra-Jumilla" de la Falla de Jumilla pueden considerarse inactivas.

Los valores máximos de magnitud registrados instrumentalmente que pudieran atribuirse a la actividad de las grandes fallas del SE de España son del mismo orden que los inferidos para los sistemas de fallas. Por tanto, se deduce, que ninguna de las grandes fallas ha producido un evento máximo durante el Periodo Instrumental y que dentro del Periodo Histórico solamente sismos de intensidad superior a VIII podrían haber sido producidos por eventos máximos. La repartición de parte de la convergencia Iberia-África a través de los sistemas de fallas de las zonas ME aumenta la recurrencia media de eventos máximos en estas fallas.

Solamente la ocurrencia de los grandes terremotos históricos ($I_o \geq IX$) podría estar relacionada con roturas completas en grandes fallas. Muchos autores coinciden en relacionar la ocurrencia del terremoto de 1829 de Torrevieja ($I_o=X$) (Alicante) con una rotura ciega de la Falla del Bajo Segura (e.g.: Alfaro et al., 2001). Resulta interesante explorar si ésta fue producida por una rotura completa o en segmentos. Muñoz y Udías (1991) a partir del mapa de isosistas del terremoto estiman para el terremoto de Torrevieja un momento sísmico de 10^{19} Nm. A partir de este dato se puede obtener con la ecuación de Hanks y Kanamori (1979) una magnitud momento de 6,67. Por otra parte, López Casado et al. (2000) estiman la M_S de este evento entre 6,6-6,9. Este conjunto de valores arroja, en términos medios, una estimación ligeramente inferior a la magnitud momento que resultaría de una rotura completa de la falla (6,78), pero bastante superior a la que resultaría de una rotura en cualquiera de los segmentos que la componen. Considerando roturas a lo largo de segmentos colindantes, Hurchillo-Benejúzar y Guardamar-Benejúzar, resultan valores de magnitud de 6,64 y 6,54, respectivamente. De acuerdo con la distribución de los daños la rotura más probable sería la de los segmentos Guardamar y Benejúzar, aunque su máxima magnitud momento resulta inferior a las estimaciones de los otros autores.

3.16. CONCLUSIONES

Los resultados del análisis geológico y sismotectónico de superficie, y su explicación en un modelo de deformación repartida dentro del marco de convergencia entre las placas Africana e Ibérica, proveen de una base objetiva para la identificación y caracterización preliminar de fuentes sismogenéticas en el SE de España, a fines de usarlas en un análisis de la peligrosidad sísmica.

Las dos fuentes sismogenéticas básicas identificadas son: 1) Sistemas de Fallas: fallas secundarias distribuidas de modo más o menos regular por el interior de porciones del territorio, de similares características morfoestructurales (Zonas ME), que absorberían la convergencia Iberia-Africa como deformación interna y, 2) Grandes Fallas: fallas de gran longitud localizadas materializando el límite entre zonas ME diferentes, que absorberían la convergencia entre placas a través de desplazamientos efectivos.

La caracterización sísmica de los Sistemas de Fallas y Grandes Fallas se ha llevado a cabo en términos de la magnitud máxima que son capaces de generar y la recurrencia media que puede estimarse para este tipo de eventos. Para ello se han empleado únicamente datos geológicos procedentes del análisis de la estructura tectónica superficial y de la información disponible sobre la actividad tectónica reciente de las fallas.

La integración conjunta de los resultados obtenidos en cada zona ME permite establecer tres grandes regiones que presentan un valor de magnitud máxima posible similar (**Fig. 3.31**).

Dentro de las Grandes Fallas hay que destacar aquellas que presentan una magnitud máxima posible superior a la de las zonas ME adyacentes y, de manera especial, aquellas donde la recurrencia del evento máximo se ha estimado en menos de 10.000 años (**Fig. 3.32**). Estas fallas son los segmentos Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia, la Falla de Carrascoy y las fallas del Bajo Segura y San Miguel de Salinas (cf. tabla 3.13).

Finalmente, es importante señalar que la realización de nuevos estudios de paleosismicidad supondrá probablemente la reevaluación al alza del grado de actividad reciente de los sistemas de fallas NW-SE y N-S de las zonas ME de Sierra Filabres Y Central Bética, y de grandes fallas clasificadas preliminarmente como de actividad "Media" (e.g.: fallas de Crevillente (Sector Murcia), Socovos-Calasparra y Las Moreras), así como la datación precisa de las últimas deformaciones asociadas a las fallas de actividad "Muy Alta".

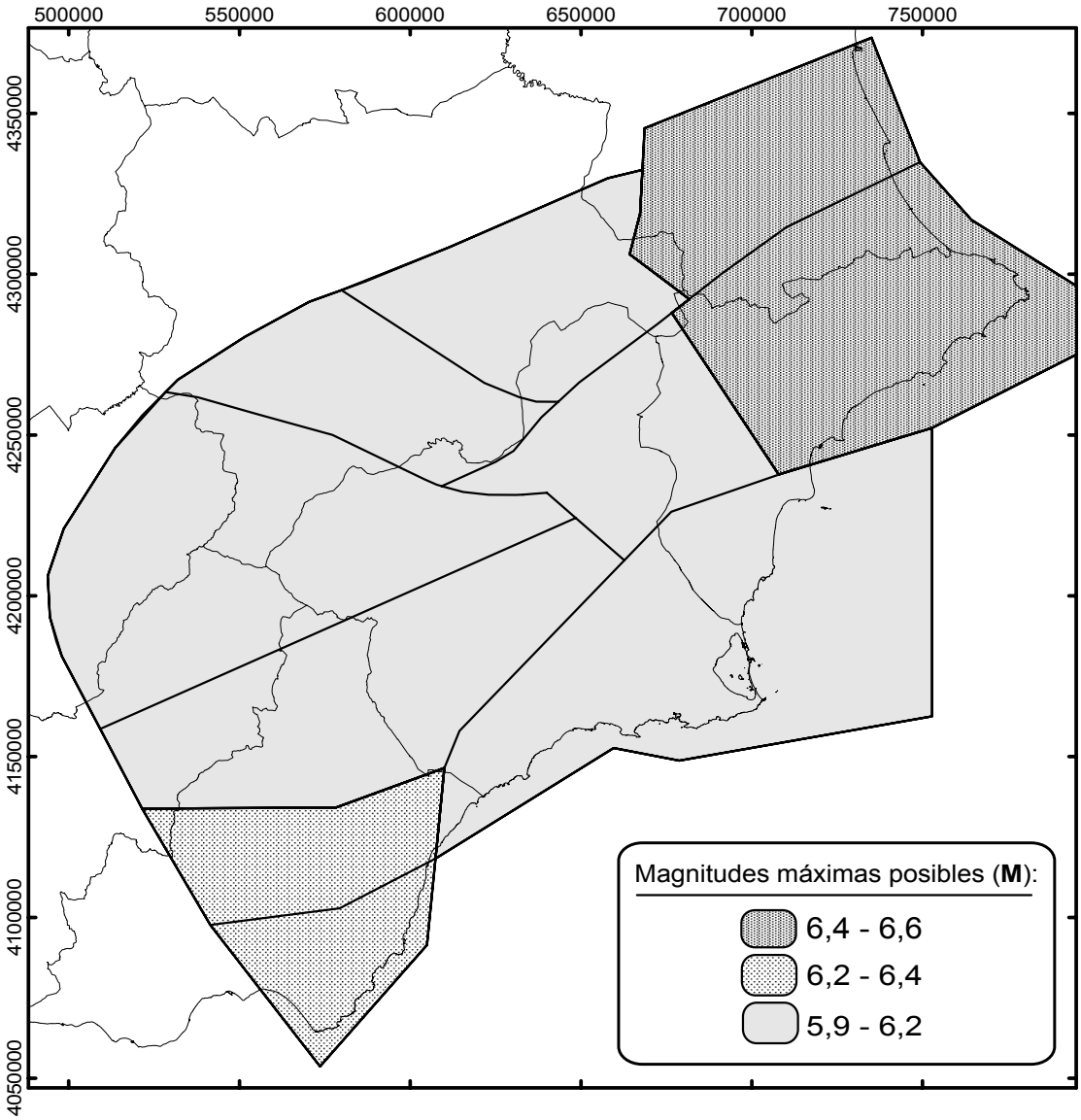


Figura 3.31. Regionalización de la magnitud momento máxima posible en cada zona morfoestructural (ZME).

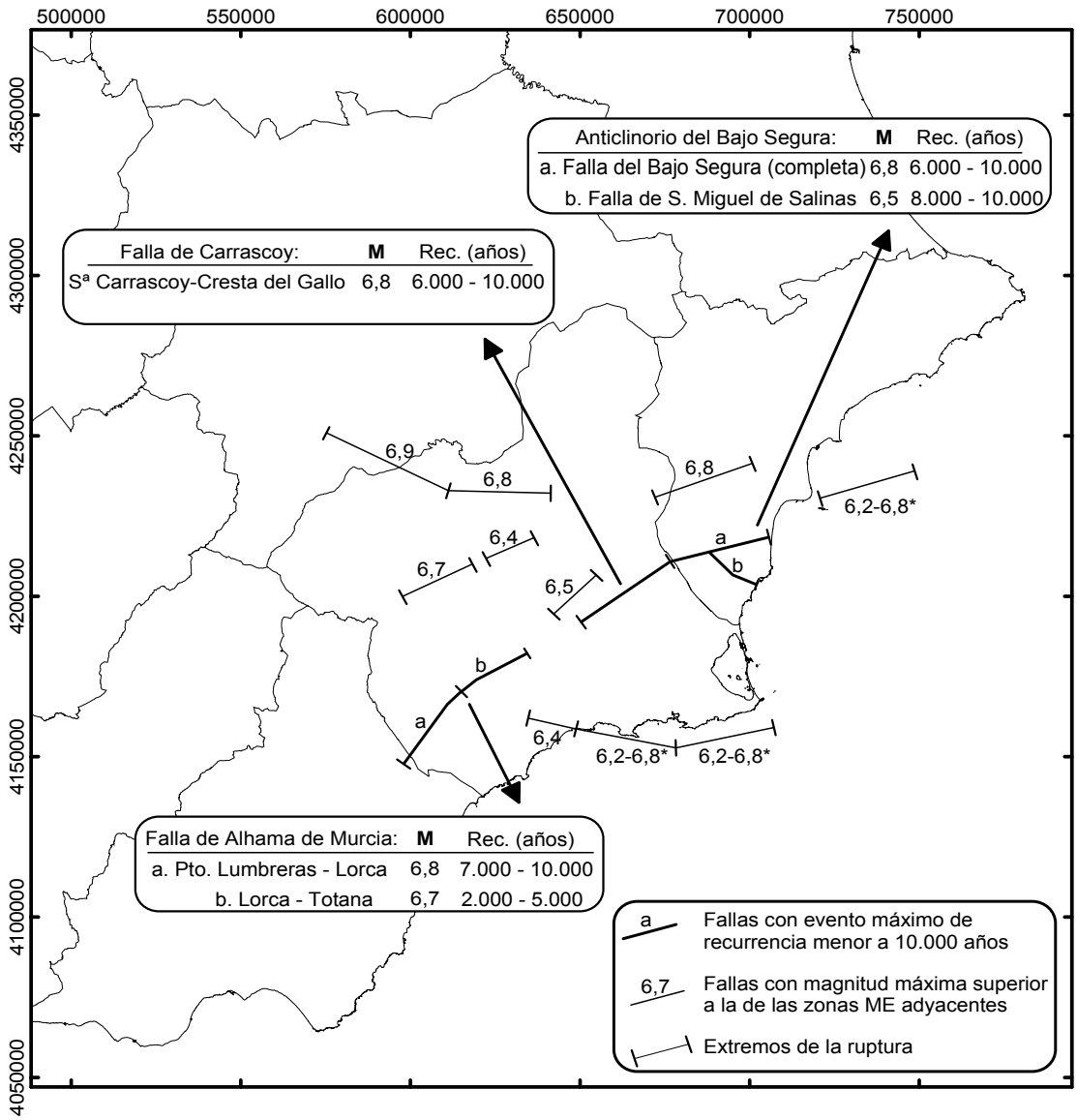


Figura 3.32. Grandes Fallas del SE de España con eventos máximos de recurrencia inferiro a 10.000 años. También se indican aquellos segmentos de falla cuya magnitud máxima es superior a la determinada en las zonas ME adyacentes. (*) La posición y longitud de las fallas submarinas es supuesta. Nótese la incertidumbre del valor de la magnitud máxima expresado en forma de intervalo.

3.17. BIBLIOGRAFÍA

Aellen de la Chapelle, M. (1990). Le couloir de Pulpi. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 195-196.

Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1997). Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geologica Helvetiae*, 90, 531-540.

Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M y Soria, J.M. (1999). Structures sédimentaires de déformation interprétés comme séismites dans le Quaternaire du bassin du Bas Segura (Cordillère bétique orientale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 328, 17-22.

Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. y López-Casado, C. (2001). Paleoliquefaction in the Bajo Segura basin (eastern Betic Cordillera). *Acta Geologica Hispanica*, 36(3-4), 233-244.

Alfaro, P., Delgado, J., A. Estévez, Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002a). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.

Alfaro, P., Andreu, J.M., J. Delgado, Estévez, A., Soria, J.M. y Teixido, T. (2002b). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling. *Geological Magazine*, 139(3), 331-341.

Álvarez-Gómez, J.A., García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J.J. y Capote, R. (2005). SeriesBuster: a Matlab program to extract spatio-temporal series from an earthquake database. *Computers and Geosciences*, 31(4), 521-525.

Álvaro, M., García Argüeso, J.M. y Elízaga, E. (1975). La estructura del borde Prebético en la zona de Alcaraz (provincia de Albacete, España). *Boletín Geológico y Minero*, 86, 467-477.

Armijo, R. (1977). *La zone des failles Lorca-Totana (Cordillères Béticas, Espagne). Étude tectonique et neotectonique*. Thèse 3ème cycle, Paris VII, 229 pp.

Baena, J., Fernández Vargas, E., García Rodríguez, J.J. y Greene, H.G. (1977). Active faulting in coastal Almeria (SE Spain) and adjacent continental shelf. Seminario de Tectónica Global, Fundación Gómez Pardo, Madrid, pp. 1-16.

Banda, E., Udías, A., Mueller, S., Mézcua, J., Boloix, M., Gallart, J. y Aparicio, A (1983). Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, (31)4, 277-280.

Banks, C.J. y Warburton, J. (1991). Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 191, 275-289.

Bardají, T. (1999). *Evolución geodinámica de las cuencas neógenas del litoral de Murcia y Almería durante el cuaternario*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 457 pp.

Bell, J.W., Amelung, F. y King, G.C.P. (1997). Preliminary Late Quaternary slip history of the Carboneras Fault, Southeastern Spain. *Journal of Geodynamics*, 24, 1-4, 51-66.

Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, Ch. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bètiques (Espagne mèridionale). *Bulletin de la Sociètè Géologique de France*, 25(7), 205-217.

Bisbal Cervelló, L. (1984). *Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito valenciano. Su incidencia en las obras públicas.* Tesis Doctoral, Universidad de Valencia.

Boorsma, L.J. (1992). Syn-tectonic sedimentation in a Neogene strike-slip basin containing a stacked Gilbert-type delta (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 81, 105-123.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Augier, R. (2003). Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone. *C. R. Geoscience*, 335, 751-761.

Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.

Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C. (2003). Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 3-26.

Briend, M., Montenat, C. y Ott d'Estevou, Ph. (1990). Le bassin de Huercal-Overa. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 239-259.

Buforn, E., Udías, A. y Mécua, J. (1988). Seismicity and focal mechanism in South Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 2008-2024.

Buforn, E. y Sanz de Galdeano, C. (2001). Focal mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of february 2, (1999). *Journal of Seismology*, 5, 277-280.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Malden, 274 pp.

Castaño-Fernández, S. y Carbó-Gorosabel, A. (1995). Modelización de la corteza terrestre en la zona de confluencia de las cordilleras Ibérica y Béticas en base a datos gravimétricos. *Geogaceta*, 17, 60-63.

Castaño-Fernández, S., Vela-Mayorga, A. y Carbó-Gorosabel, A. (1996). Importancia cortical de la falla de Jumilla a la luz de las anomalías gravimétricas. *Geogaceta*, 20(4), 955-957.

Comas, M.C., Soto, J.I. y Woodside, J.M. (2000). Structure and related seafloor morphology of the Palomares and Mazarrón margins (Western Mediterranean). En: European Geophysical Society, *25th General Assembly*, Katlenburg-Lindau, Germany, abstract.

Coppier, G., Griveaud, P., Larouzière, F. (1989). Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3(1), 37-51.

Coppier, G., Ott d'Estevou, Ph. y Montenat, Ch. (1990). Kinematic and paleogeographic evolution of the eastern Almeria basins. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 189-193.

Croese, I. (1982). Neogene formations and dating of the deformation in the Prebetic Zone, southeast of Jumilla (Prov. of Murcia, Spain). *Estudios Geológicos*, 38(5-6), 415-423.

C.S.N. (1998). *Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual de la Península Ibérica*. Colección Otros Documentos 10.1998, Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 239 pp.

Cuenca-Payá, A. y Walker, M.J. (1976). Pleistoceno final y Holoceno en la cuenca del Vinalopó (Alicante). *Estudios Geológicos*, 32(1), 95-104.

Cuenca-Payá, A. y Walker, M.J. (1995). Terrazas fluviales en la zona bética de la Comunidad de Valencia. En: *El Cuaternario del País Valenciano*, Universitat de València, AEQUA, pp. 105-114.

De Ruig, M.J. (1992). *Tectono-sedimentary evolution of the prebetic fold belt of Alicante (SE Spain): a study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis Doctoral de la Universidad de Vrije, Amsterdam, 207 pp.

De Smet, M.E.M. (1984). Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Tectonophysics*, 107, 57-79.

Díaz del Río, V., Rey, J. y Vegas, R. (1986). The Gulf of Valencia continental shelf. *Marine Geology*, 73, 169-179.

Díaz del Río, V. (1991). *El margen continental Bético Mediterráneo. Extremo Bético Oriental. Cuenca de Murcia-Escarpe de Mazarrón*. Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía, 6, pp. 239.

Doblas, M., López Ruiz, J., Hoyos, M., Martín, C y Cebriá, J.M. (1992). Réplica a los comentarios de Sanz de Galdeano et al. sobre "Late cenozoic indentation/escape tectonics in the Eastern Betic Cordilleras and its consequences on the Iberian foreland". *Estudios Geológicos*, 48, 165-169.

Dupré, M., Fumanal, M.P., Sanjaume, E., Santisteban, C., Usera, J. y Viñals, M.J. (1988). Quaternary evolution of Pego coastal lagoon (Southern Valencia, Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 68, 291-299.

Estévez, A., López Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C. (1976). Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negretín (Depresión de Guadix-Baza). En: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Granada, 12-14 de Mayo de 1976, Universidad de Granada, España, pp. 165-192.

Estévez, A., Soria, J.M. y Alfaro, P. (1991). La alineación estructural de Crevillente-Alicante. Estratigrafía y tectónica. En: Colombo, F. et al. (eds.), *I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Universitat de Barcelona, Vich, España, pp. 117-119.

Estrada, F., Ercilla, G. y Alonso B. (1997). Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, 282, 423-442.

Fernández-Soler, J.M. (1992). *El vulcanismo calco-alcalino de Cabo de Gata (Almería). estudio volcanológico y petrológico*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 243 pp.

Foucault, A. (1971). *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade. Espagne méridional)*. Tesis doctoral, Universidad de París, 633 pp.

Fournier, M. (1980). Le bassin de Nijar-Carboneras (Cordillères Bétiques) néotectonique; étude des diaclases. Tesis Doctoral, Université Paris VII.

Fumanal, M.P., Usera, J., Viñals, M.J., Mateu, G., Belluomini, G., Manfra, L. y Proszynska-Bordas, H. (1993a). Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbea (Alicante). En: Fumanal, M.P. y Bernabeu, J. (eds.), *Estudios sobre cuaternario*, Universitat de València, AEQUA, pp. 17-26.

Fumanal, M.P., Mateu, G., Rey, J., Somoza, L. y Viñals, M.J. (1993b). Las unidades morfosedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante) y su correlación con la plataforma continental. En: Fumanal, M.P. y Bernabeu, J. (eds.), *Estudios sobre cuaternario*, Universitat de València, AEQUA, pp. 53-64.

García, A.F., Zhu, Z., Ku, T.L., Sanz de Galdeano, C., Chadwick, O.A. y Chacón-Montero, J. (2003). Tectonically driven landscape development within the eastern Alpujarran Corridor, Betic Cordillera, SE Spain (Almeria). *Geomorphology*, 50, 83-110.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw.*, 59, 155-168.

García-Mayordomo, J. (1998). *Riesgo Sísmico en la Cuenca de Alcoy (Alicante). Aproximación a una zonificación sísmica.* Tesis del Máster de Ingeniería Geológica, Universidad Complutense de Madrid, 98 pp.

García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J.J., Arcos, A. y Blázquez, R. (2002). Estudio preliminar de la paleosismicidad de la Falla de Benasau (Cuenca de Alcoy, Alicante). En: *Proceedings de la 3ª Asamblea de Geodesia y Geofísica*, Valencia 4-8 de Febrero de 2002, Universidad Politécnica de Valencia, t.1, pp. 412-415.

García-Meléndez, E., Goy, J.L. y Zazo, C. (2003). Neotectonics and Plio-Quaternary landscape development within the eastern Huércal-Overa Basin (Betic cordilleras, southeast Spain). *Geomorphology*, 50, 111-133.

Garcin, M. (1977). Le bassin de San Miguel de Salines (Alicante, Espagne). Thèse, Univ. Paris-Sud Orsay, Paris, 297 pp.

Gauyau, F., Bayer, R., Bousquet, J.C., Lachaud, J.C., Lesquer, A. y Montenat, C. (1977). Le prolongament de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcia et Alicante (Espagne méridionale). *Bulletin de la Sociètè Géologique de France*, 7(3), 623-629.

González-Hernández, F.M., Goy, J.L. y Zazo, C. (1997). Evolución geomorfológica de la Cuenca de Caravaca (Murcia): El resultado de un cambio en la red de drenaje durante el Pleistoceno Medio. *Geogaceta*, 21, 121-124.

Goy, J.L. y Zazo, C. (1983). Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la Neotectónica. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 5, 397-419.

Goy, J.L. y Zazo, C. (1986). Síntesis of the Quaternary in the Almeria litoral neotectonic activity and its morphological features, Western Betics, Spain. *Tectonophysics*, 130, 259-270.

Goy, J.L. y Zazo, C. (1989). The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. *Tectonophysics*, 163, 219-225.

Goy, J.L., Rey, J., Díaz del Río, V. y Zazo, C. (1987). Relación entre las unidades morfológicas cuaternarias del litoral y de la Plataforma intermedia-media de Valencia (España): implicaciones paleogeográficas. En: *3ª Reunión de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, Valencia, febrero de 1987, Universitat de Valencia, t.2, pp. 1351-1369.

Goy, J.L, Zazo, C., Dabrio, C.J., Hoyos, M. y Civis, J. (1989a). Geomorfología y evolución dinámica del sector suroriental de la cuenca de Guadix-Baza (área Baza-Caniles). En: Alberdi, M.A. y Bonadonna, F.P. (eds.). *Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario. CSIC, Madrid, pp. 97-111.

Goy, J.L., Zazo, C., Silva, P. y Bardají, T. (1989b). Actividad neotectónica cuaternaria en la cuenca neógena de Alcoy (España). Aplicación de criterios geomorfológicos. En: *El cuaternario de España y Portugal: actas de la 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, Madrid, 25-29 de septiembre de 1989, I.T.G.E., Madrid, 1993, pp. 691-696.

Goy, J.L, Zazo, C., Somoza, L. y Dabrio, C.J. (1990). Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geológicos*, 46, 237-244.

Goy, J.L., Zazo, C. y Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-268.

Griveaud, P. Coppier, G., Montenat, C. y Ott d'Estevou, Ph. (1990). Le Néogène des Sierras d'Aguilas. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 221-238.

Guézou, J.C., Frizon de Lamotte, D., Coulom, D. y Morel, J.L. (1991). Structure and kinematicsof the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. *Annales Tectonicae*, V, 1, 32-48.

Guillén-Modéjar, F., Rodríguez-Estrella, T., Arana, R. y López-Aguayo, F. (1995). Historia geológica de la Cuenca de Lorca (Murcia); influencia de la tectónica en la sedimentación. *Geogaceta*, 18, 30-33.

Harvey, A.M. y Wells, S.G. (1987). Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift; Aguas and Feos river systems, Southeast Spain. *Geology*, 15, 689-693.

Harvey, A.M. (1990). Factors influencing quaternary alluvial fan development in Southeast Spain. En: Rachocki, A.H. y Church, M. (eds), *Alluvial Fans: A Field Approach*, cap. 13, pp. 247-269, John Wiley & Sons Ltd.

Harvey, A.M., Foster, G., Hannam, J. y Mather, A.E. (2003). The Tabernas alluvial fan and lake system, southeast Spain: applications of mineral magnetic and pedogenic iron oxide analyses towards clarifying the Quaternary sediment sequences. *Geomorphology*, 50, 151-171.

Hermes, J.J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.

Hernández-Enrile, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Masana, 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., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, 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(4), 762-786.

Hillaire-Marcel, C. Carro, O., Causse, C., Goy, J.L., Zazo, C. (1986). Th/U dating of Strombus bubonius bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology*, 14, 613-616.

Huibregtse, P., van Alebeek, H., Zaal, M. y Biermann, C. (1998). Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basins: constraints for the Neogene displacement history of major strike-slip faults in the Betic Cordilleras, SE Spain *Tectonophysics*, 300, 79-101.

IG.M.E. (1955). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 793 Almansa.

IG.M.E. (1973a). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 722 Valencia.

IG.M.E. (1973b). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 893 Elche.

I.G.M.E. (1974a). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 891 Cieza.

I.G.M.E. (1974b). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 921 Mula.

I.G.M.E. (1975). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 796 Gandía.

I.G.M.E. (1976). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 745 Jalance.

I.G.M.E. (1978a). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 791 Chinchilla.

I.G.M.E. (1978b). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 819 Caudete.

I.G.M.E. (1978c). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 871 Elda.

I.G.M.E. (1978d). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 846 Castalla.

I.G.M.E. (1978e). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 872 Alicante.

I.G.M.E. (1978f). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 892 Fortuna.

I.G.M.E. (1979a). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 747 Sueca.

I.G.M.E. (1979b). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 995 Cantoria.

I.G.M.E. (1979c). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 951 Orce.

I.G.M.E. (1979d). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 816 Peñas de San Pedro.

I.G.M.E. (1981a). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 889 Moratalla.

I.G.M.E. (1981b). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 869 Jumilla.

I.G.M.E. (1981c). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 817 Pozo-Cañada.

I.G.M.E. (1981d). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 847 Villajoyosa.

I.G.M.E. (1982a). Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. Escala 1/200.000. Hoja nº 84-85 Almería-Garrucha; Chella-Los Genoveses.

I.G.M.E. (1982b). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 770 Alcira.

I.G.M.E. (1984a). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 843 Hellín.

I.G.M.E. (1984b). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 844 Ontur.

I.G.M.E. (1984c). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 818 Montealegre del Castillo.

I.G.M.E. (1984d). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 845 Yecla.

I.G.N. (1991). Spanish National Seismic Network. En: Mézcua y Udías (eds), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, I.G.N., Madrid, Serie Monografía, 8, 3-15.

I.T.G.E. (1990). Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000. Hoja nº 79-79E, Murcia.

I.T.G.E. (1993). Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia (escalas 1:200.000 y 1:100.000). Conserjería de Política Territorial y Obras Públicas de la Región de Murcia, 6 mapas, 99 pp.

I.T.G.E. (1994a). Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000. Hoja nº 72-73, Elche-Alicante.

I.T.G.E. (1994b). Mapa Geológico de la Región de Murcia a escala 1:200.000. Conserjería de Política Territorial y Obras Públicas de la Región de Murcia, 1 mapa, 105 pp.

Jerez-Mir, L. (1973). *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 750 pp.

Jonk, R. y Biermann, C. (2002). Deformation in Neogene sediments of the Sorbas and Vera Basins (SE Spain): constraints on simple shear deformation and rigid body rotation along major strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, 24, 963-977.

Keller, E.A. y Pinter, N. *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338 pp.

Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J. y McClay, K.R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 339-351.

Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph. (1988). The Betic segment of the litospheric Trans-alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.

Larouzière, F.D. y Ott d'Estevou, Ph. (1990). Les bassins d'Hinojar et de Mazarrón. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 221-238.

Leblanc, D. y Olivier, P. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic Rifian Orogeny, *Tectonophysics*, 107, 57-79.

Loiseau, J., Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1990). Le sector d'Archena-Mula. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 287-301.

Lonergan, L. y Platt, J.P. (1994). The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 16(2), 175-188.

López Casado, C., Molina, S., Giner, J.J. y Delgado, J. (2000). Magnitude-Intensity relationships in the Ibero-Magrebhian Region. *Natural Hazards*, 22, 271-297.

Mancilla, F.L., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. y Morales, J. (2002). Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 354, 139-155.

Martín, J.M., Braga, J.C. y Betzler, C. (2003). Late Neogene-Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almería, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 27-42.

Martín-Martín, M. y Martín-Algarra, A. (2002). Thrust sequence and syntectonic sedimentation in a piggy-back basin: the Oligo-Aquitanian Mula-Pliego Basin (Internal Betic Zone, SE Spain). *Geoscience*, 334, 363-370.

Martín-Velázquez, S. (1996). *Análisis dinámico del sistema de desgarres del Prebético de Albacete*. Tesis de Licenciatura de la Universidad Complutense de Madrid, 149 pp.

Martín-Velázquez, S., De Vicente, G., Rodríguez-Pascua, M. y Calvo, J.P. (1998). Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Revista de la Sociedad Geológica Española*, 11(3-4), 369-382.

Martínez-Díaz, J.J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centroccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 466 pp.

Martínez-Díaz, J.J. (1999). Sismotectónica de la Falla de Alhama de Murcia. Implicaciones sismogenéticas del terremoto de Lorca de Junio-1977 (Mb: 4,2). *Estudios Geológicos*, 55, 251-266.

Martínez-Díaz, J.J. (2000a). Actividad neotectónica en el sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de las zona (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(3-4), 417-429.

Martínez-Díaz, J.J. (2000b). Indicios geomorfológicos indicativos de tectónica activa en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia. *Boletín Geológico y Minero*, 111(1), 67-76.

Martínez-Díaz, J.J. (2000c). Análisis sismotectónico de la Serie Sísmica de Adra: mecanismos de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el sureste de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(I), 31-44.

Martínez-Díaz, J.J. y Hernández-Enrile, J.L. (1999). Segmentación tectónica de la Falla de Alhama de Murcia y actividad paleosísmica asociada. Contribución a la determinación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia. I Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Murcia. Memorias Ia, 75-87.

Martínez-Díaz, J.J. y Hernández-Enrile, 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 Geologica Hispanica*, 36, 3-4, 297-313.

Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2001). Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia Fault, southeastern Spain. *Acta Geologica Hispanica*, 36, 3-4, 315-327.

Martínez-Díaz, J.J., Rigo, A., Louis, L., Capote, R., Hernández-Enrile, J.L., Carreño, E. y Tsige, M. (2002). Caracterización geológica y sismotectónica del terremoto de Mula (febrero de 1999, Mb: 4.8) mediante la utilización de datos geológicos, sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR). *Boletín Geológico y Minero*, 113(1), 23-33.

Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2004). Constraining seismotectonics in a diffuse collisional plate boundary by paleoseismologic results. A preliminary approach along the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Ibero-Maghrebian region). *Journal of Geophysical Research*, 109(1).

Mather, A.E. (2000). Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. *Geomorphology*, 34, 271-289.

Mather, A.E. y Stokes, M. (1996). Impact of deformation on Plio/Pleistocene fan/fluvial systems in the Sorbas and Vera Basins, SE Spain. En: Mather, A.E, Stokes, M. (eds.), *2nd Cortijo Urra Field Meeting, SE Spain: Field Guide*, pp. 58-70. University of Plymouth.

Mather, A.E., Harvey, A.M., Brencheley, P.J. (1991). Halokinetic deformation of Quaternary river terraces in the Sorbas Basin, southeast Spain. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 82, 87-97.

Mezcua, J. y Lopez Arroyo, A. (1975). Características espacio-temporal de la serie de réplicas en Orce-Galera. En: *Comunicaciones de la 1ª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid, 16-19 de Diciembre de 1974.

Mézcua, J., Herráiz, M. y Buforn, E. (1984). A study of the June 6, 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 167-179.

Montenat, C. (1977). Carta géologique des formations néogènes et quaternaires dans les régions d'Alicante et de Murcia (Espagne), Echeelle 1/100.000. Coparex, Paris.

Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Aellen-de la Chapelle, M. (1990a). Le bassin de Nijar-Carboneras et le couloir du bans-andarax. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du*

domaine Bétique oriental (Espagne), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 129-164.

Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Delort, T. (1990b). Le bassin de Lorca. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 261-280.

Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Aellen-de la Chapelle, M. (1990c). Les series Neogenes entre Lorca et Huercal-Overa. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 281-286.

Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Coppier, G. (1990d). Les bassins néogènes entre Alicante y Cartagena. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 313-368.

Montenat, C., Ott d'Estevou, P. y Pierson d'Autrey, L. (1996). Miocene basins of the eastern Prebetic Zone: Some tectonosedimentary aspects. En: Friend, P.F. y Dabrio, C. J. (eds.), *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, Cap. S5, pp. 346-351. Cambridge University Press.

Muñoz, D. y Udías, A. (1991). Three large historical earthquakes in Southern Spain. En: Mézcua y Udías (eds), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, I.G.N., Madrid, Serie Monografía, 8, 175-182.

Nobel, F.A., Andriessen, P.A.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A. y Rondeel, H.E. (1981). Isotopic dating of the post-alpine Neogen volcanism in the Betic Cordillera, Southern Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 60, 205-214.

Ott d'Estevou, Ph. y Montenat, C. (1990). Le bassin de Sorbas-Tabernas. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 287-301.

Ott d'Estevou, Ph., Montenat, C. y Alvado, J.C. (1990). Le bassin de Vera-Garrucha. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 165-187.

Pierson d'Autrey, L. (1987). *Sedimentation et structuration synsedimentaire dans le basin Neogene d'Alcoy (Cordillères Bétiques Externes Orientales-Spagne)*. Tesis de la Universidad de París XI-Orsay, 314 pp.

Reicherter, K.R. y Reiss, S. (2001). The Carboneras Fault Zone (southeastern Spain) revisited with Ground Penetrating Radar – Quaternary structural styles from high-resolution images. *Geologie en Mijnbouw*, 80(3-4), 129-138.

Rey, J., Fumanal, M.P., Ferrer, C., Viñals, M.J. y Yébenes, A. (1993). Correlación de las unidades morfológicas cuaternarias (dominio continental y plataforma submarina) del sector Altea-Villa Joiosa, País Valenciano, España. *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Valencia*, 54, 249-267.

Rey, J. y Fumanal, M.P. (1996). The Valencian coast (Western Mediterranean): Neotectonics and geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 15, 789-802.

Rincón, P. y Vegas, R. (1996). Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales. *Geogaceta*, 20(4), 929-931.

Roca, E. y Guimerà, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.

Rodríguez-Estrella, T. (1977). Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II)Tectónica. *Boletín geológico y Minero*, LXXXVIII-IV, 273-299.

Rodríguez-Estrella, T. (1979). Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (Prov. de Albacete). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 97 pp.

Rodríguez-Fernández, J. y Martín-Penela, J. (1993). Neogene evolution of the Campo de Dalias and the sorrounding offshore areas - (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, 6, 4, 255-270.

Rodríguez-Vidal, J., Gracia-Prieto, F.J. y Cáceres-Puro, L.M. (1998). Geomorfología estructural y neotectónica de la Sierra de Gádor Oriental. En: Gómez-Ortiz, A. y Salvador-Franch, F. (eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, V Reunión Nacional de Geomorfología, Granada, pp. 97-106.

Rodríguez-Pascua, M.A. (1998). *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 358 pp. Publicada por el Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel", Serie I Estudios, Núm. 123, 285 pp., Diputación de Albacete, Albacete 2001.

Rodríguez-Pascua, M.A. (1997). *Paleosismicidad en emplazamientos nucleares*. *Estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica*. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección Otros Documentos 3.1997.

Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y Gómez-Gras, D. (2000). Soft-sediment structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene.

Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G. y Calvo, J.P. (2001). Paleoseismological analysis of late Miocene lacustrine successions in the Prebetic Zone, SE Spain. *Acta Geologica Hispanica*, 36(3-4), 213-232.

Rueda, J., Mézcua, J., Buforn, E. y Galán, J. (1992). Estudio del terremoto de 13 de septiembre de 1984 en la Sierra de Alhamilla (Almería) y su serie de réplicas. *Revista de Geofísica*, 48, 87-95.

Rueda, J., Mézcua, J. y Sánchez Ramos, M. (1996). La serie sísmica de Adra (Almería) de 1993-1994 y sus principales consecuencias sismotectónicas. *Avances en Geofísica y Geodesia*, 1(1), 91-98.

Rueda, J. y Mézcua, J. (2002). Estudio del terremoto de 23 de Septiembre de 2001 en Pego (Alicante). Obtención de una relación mbLg –Mw para la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(3-4), 159-173.

Sánchez Ridruejo, C. y López Marinas, J.M. (1975). La edad del vulcanismo de Cofrentes (Valencia). *Tecniterrae*, 1(6), 8-14.

Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.

Sanz de Galdeano, C. (1987). Strike-slip faults in the southern border of the Vera basin (Almeria, Betic Cordilleras). *Estudios Geológicos*, 43, 435-443.

Sanz de Galdeano, C. (1989). Las fallas de desgarre del borde Sur de la cuenca de Sorbas-Tabernas (Norte de Sierra Alhamilla, Almería, Cordilleras Béticas). *Boletín Geológico y Minero*, C-I, 73-85.

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. (1996). The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the internal zone (a combined explanation). *Estudios Geológicos*, 52, 123-136.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera. *Basin Research*, 4, 21-36.

Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C. y García-Tortosa, F.J. (1998). Nuevos datos para la estimación de los valores de levantamiento desde el Tortoniense Superior a la actualidad en la parte centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (provincia de Murcia). *Geogaceta*, 23, 139-142.

Sanz de Galdeano, C., Rodríguez-Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985). A strike-slip fault corridor within the Alpujarran Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geologisce Rundschau*, 74/3, 641-655.

S.E.G. (1997). Mapa Militar Digital de España, v.15. Escalas 1/800.000 y 1/50.000. Servicio Geográfico del Ejercito, Madrid, 3 CDs.

Silva, P.G. (1994). *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 642 pp.

Silva , P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.

Silva, P.G., Mather, A.E, Goy, J.L, Zazo, C. y Harvey, A.M. (1996). Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del río Mula (Región de Murcia, SE España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9(3-4), 269-283.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Lario, J. y Bardají, T. (1997). Paleoseismic indications along 'aseismic' fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 24, 1-4, 105-115.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardají T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203-225.

Slemmons, D.B. (1982). Determination of design earthquake magnitudes for microzonation. En: *Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference*, Seatle, Washington, v.1, 119-130.

Somoza, L. (1989). *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 352 pp.

Soria, J.M., Alfaro, P., Fernández, J. y Viseras, C. (2001). Quantitative subsidence-uplift analysis of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera): tectonic control on the stratigraphic architecture. *Sedimentary Geology*, 140, 271-289.

Stokes, M. y Mather, A.E. (2003). Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Río Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain. *Geomorphology*, 50, 59-81.

Taboada, A., Bousquet, J.C. y Philip, H. (1993). Coseismic elastic models of folds above blind thrusts in the Betic Cordilleras (spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220, 223-241.

Van de Fliert, J.R., Graven, H., Hermes, J.J. y De Smet, M.E.M. (1980). On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Eclogae Geologica Helvetiae*, 73(1), 223-237.

Van der Beek, P.A. y Cloething, G. (1992). Litospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203, 325-344.

Van der Straaten, H.L. (1993). Neogene strike-slip faulting in southeastern Spain; the deformation of the pull-apart basin of Abaran. *Geologie en Mijnbouw*, 71(3), 205-225.

Villamor, P. y Berryman, K. (1999). La tasa de deslizamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica. *1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Murcia, I, 153-163.

Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M. y Fernández, J. (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 181-202.

Viñas, M.J. y Fumanal, M.P. (1995). Quaternary development and evolution of the sedimentary environments in the central Mediterranean Spanish coast. *Quaternary International*, 29-30, 119-128.

Völk, H.R. (1967). *Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien*. Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 160 pp.

Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 9(2), 139-157.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture lenght, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Wenzens, E. y Wenzens, G. (1997). The influence of tectonics, sea-level fluctuations and river capture on the Quaternary morphogenesis of the semi-arid Pulpi Basin (southeast Spain). *Catena*, 30, 283-293.

Wesnousky, S.G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.

Yébenes, A., Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. y Soria, J.M. (2002). Sea cliffs resulting from late Miocene extensional tectonics: the Serra Gelada case study (Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 42, 197-211.

Zazo, C., Goy, J.L, Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., y Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133.

4. ANÁLISIS GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO PROFUNDO

4.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Los esquemas de zonas sismogenéticas empleados en los diferentes análisis de la peligrosidad sísmica llevados a cabo en el SE de España fueron realizados, fundamentalmente, a partir de la conjunción que encontraba el analista entre datos sísmicos de carácter superficial (e.g.: mapas de epicentros sísmicos, de intensidades máximas, de isosistas) y las grandes unidades geológicas del SE de España. Este procedimiento está plagado de subjetividades, depende fuertemente de la calidad y completitud del registro sísmico e ignora el importante cuerpo de información geofísica y geológica profunda disponible en el SE de España.

En el capítulo anterior, se identificaron los dos tipos de fuentes sismogenéticas básicas del SE de España: Grandes Fallas y Sistemas de Fallas. A través de la metodología descrita en ese capítulo se pudo, por una parte, identificar regiones que presentaban similar magnitud máxima posible y, por otra, estimar la magnitud máxima posible de las Grandes Fallas y su periodo de recurrencia.

En este capítulo se analizan, a través del estudio de la información geofísica, geológica y sísmica profunda disponible y, en conjunción con el desarrollo de una metodología específica adaptada al estado de conocimiento actual, las relaciones existentes entre las características de la sismicidad del SE de España y la estructura profunda de las Grandes Fallas y Sistemas de Fallas con determinadas propiedades mecánicas de la corteza. A partir de los resultados que se obtengan de este análisis se persigue alcanzar los siguientes objetivos:

1. Una definición preliminar de zonas sismogenéticas basada en las relaciones encontradas entre la resistencia y estado térmico de la corteza y las características de la sismicidad contenida en ella.
2. Contrastar por un método semi-independiente los valores de magnitud máxima y periodos de recurrencia obtenidos en el Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie del capítulo anterior y validarlos si procede.

4.2. METODOLOGÍA

La metodología que se presenta a continuación parte de la zonación morfoestructural establecida en el capítulo anterior. Con base en esta zonación, y considerando la información geofísica profunda, se definen los diferentes bloques corticales que componen el SE de España (**Fig. 4.1**). En cada bloque cortical la sismicidad es estudiada en relación con su resistencia, reología, estado térmico y estructura tectónica (fracturación interna y grandes fallas). A partir del análisis conjunto de toda esta información se llegan a estimar los parámetros de rotura y magnitud de los eventos máximos posibles en la fracturación interna y grandes fallas, así como a establecer una clasificación de los bloques corticales en función de su resistencia, estado térmico y características de la sismicidad contenida en ellos.

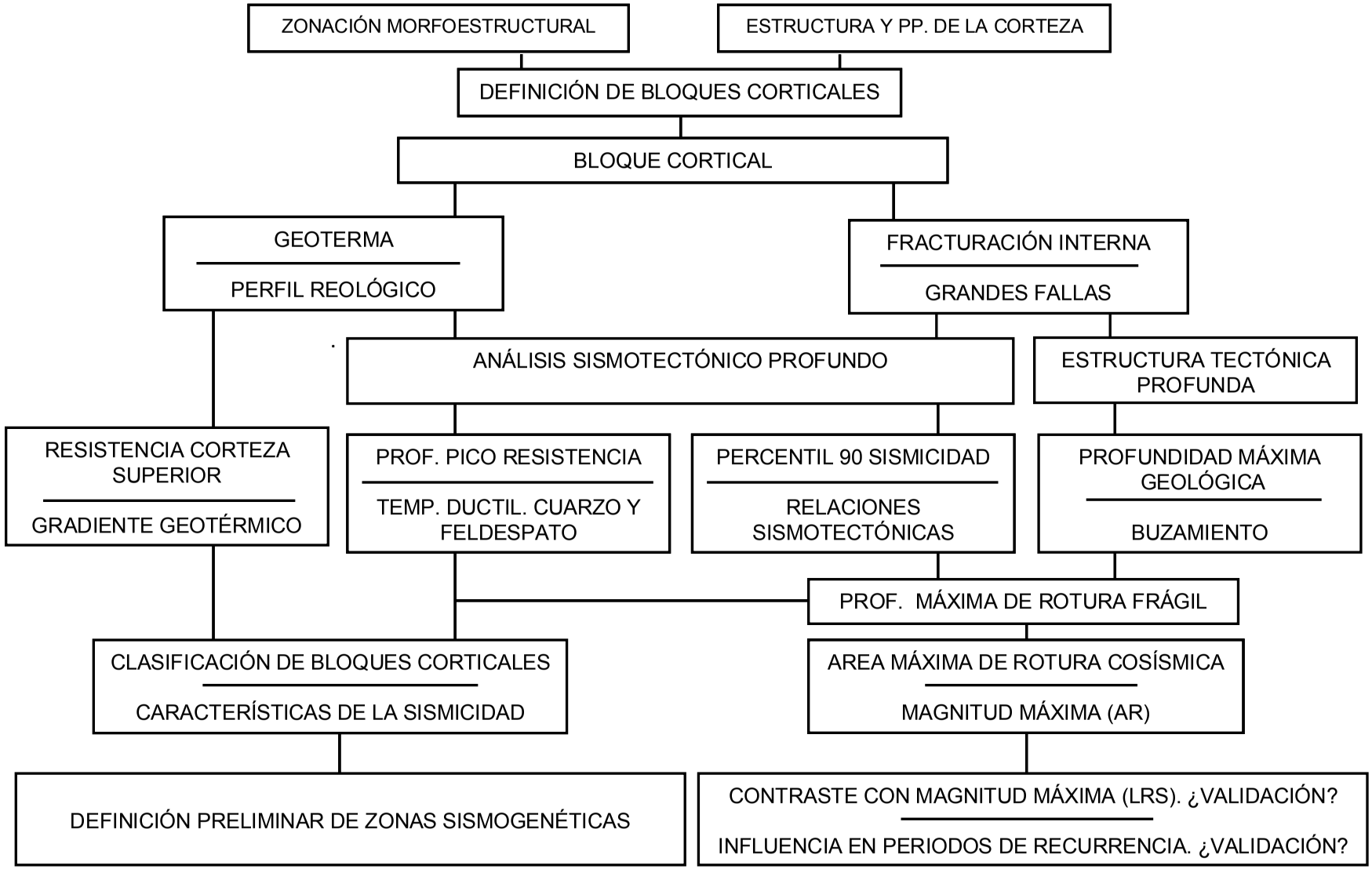


Figura 4.1. Esquema metodológico del Análisis Geológico y Sismotectónico Profundo. AR: Área de Rotura Cosísmica, LRS:Longitud de Rotura en Superficie. Explicaciones en el texto.

En los siguientes apartados se describen las diferentes técnicas y procedimientos empleados en el desarrollo de todo este análisis.

4.2.1. Definición de Bloques Corticales

La definición de bloques corticales consiste en la definición espacial de volúmenes (bloques) en los que pueda admitirse una estructura cortical uniforme con propiedades geofísicas homogéneas. Cada bloque queda definido por el número de capas que componen la corteza y por el espesor, litotipo composicional, conductividad térmica y producción radiogénica en cada una de ellas. Así mismo, debe estimarse un valor de flujo térmico en superficie y una tasa de deformación representativas de todo el bloque. El conocimiento de este conjunto de datos tan amplio es necesario para el desarrollo de las siguientes etapas metodológicas (e.g.: cálculo de geotermas, construcción de perfiles reológicos).

Evidentemente, todo este cuerpo de información se ha de obtener a partir de una exhaustiva revisión de toda la información geofísica disponible en la bibliografía y de su adecuada interpretación en el marco de la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas Orientales (cf. 4.3). El criterio básico para la identificación de los bloques reside en el análisis de las variaciones laterales de la estructura cortical y sus propiedades a lo largo de la zona de trabajo; mientras que la delimitación en el espacio de los bloques se basa en la zonación morfoestructural desarrollada en el capítulo anterior. En este trabajo se han identificado finalmente 6 bloques corticales. En el apartado 4.4 se detallan y explican las diferentes variables que se han definido en cada uno de ellos.

4.2.2. Construcción y análisis de la geoterma

Uno de los principales parámetros que controlan la reología y resistencia de la corteza es la variación de la temperatura con la profundidad (gradiente geotérmico). El aumento de la temperatura con la profundidad implica la aparición de mecanismos de deformación dúctil en los minerales que componen las rocas y la disminución de la resistencia global de la misma. Concretamente, en rocas típicas de la corteza continental superior (e.g.: granitos, cuarcitas), la profundidad a la que se inician los mecanismos de deformación dúctil está fuertemente controlada por la temperatura de inicio del regimen de deformación dúctil en el cuarzo (300±50ºC) (Sibson, 1983 y 1984). El paso de la deformación frágil a la dúctil tiene lugar a lo largo de un espesor variable de corteza donde los mecanismos de deformación progresan desde semi-frágiles hasta finalmente dúctiles (dominio semifrágil). El comienzo del dominio dúctil está controlado por la temperatura de inicio de la ductilidad en el feldespato (450±50ºC) (Scholz, 1992). El gradiente geotérmico controla, por tanto, la profundidad a la cual puede tener lugar deformación frágil y, por ende, la ocurrencia de sismicidad. En algunos trabajos, la temperatura también se emplea para marcar el final de la litosfera e inicio de la astenosfera (1350ºC). Sin embargo, el comportamiento mecánico de litosfera queda mejor caracterizado por su "espesor mecánico", la profundidad a la cual la resistencia es 1 MPa (Ranalli, 1995).

En este trabajo, el cálculo de la geoterma se realiza según la fórmula (Roy et al., 1968):

$$T = T_0 + (F_0/k)\, h - (A/2k)\, h^2 \qquad [4.1]$$

donde T es la temperatura en grados Kelvin a la profundidad h, T_0 es la temperatura en la superficie, F_0 el flujo térmico en superficie, k es la conductividad térmica y A es la producción radiogénica de calor. La producción radiogénica y la conductividad térmica se consideran constantes dentro de capa cortical. Considerando unos valores representativos de estas constantes, el parámetro que más influencia ejerce sobre la geoterma es el flujo térmico. El flujo térmico se mide en el interior pozos profundos, cuya distribución es irregular por el territorio, y está fuertemente afectado por la existencia de perturbaciones locales (cf. Fernández

et al., 1998). En este trabajo se admitirá que los valores de flujo térmico considerados como representativos de cada bloque cortical presentan una variabilidad de ±5 mW/m^2, como se discute en el siguiente apartado.

4.2.3. Construcción y análisis del perfil de resistencia de la corteza

Los perfiles de resistencia de la corteza son una representación gráfica y simplificada de la variación del esfuerzo de rotura con la profundidad de acuerdo a dos mecanismos básicos de deformación: frágil y dúctil. El perfil se construye calculando en cada incremento de profundidad el esfuerzo de rotura menor posible en los dos tipos de deformación básicos. De este modo el perfil de resistencia representa además la variación con la profundidad del mecanismo de deformación predominante en la corteza (perfil reológico) (**Fig. 4.2**). Conviene recordar que la transición del dominio frágil al dúctil en la naturaleza no es neto, sino que tiene lugar a lo largo de un espesor determinado (cf. 4.2.2).

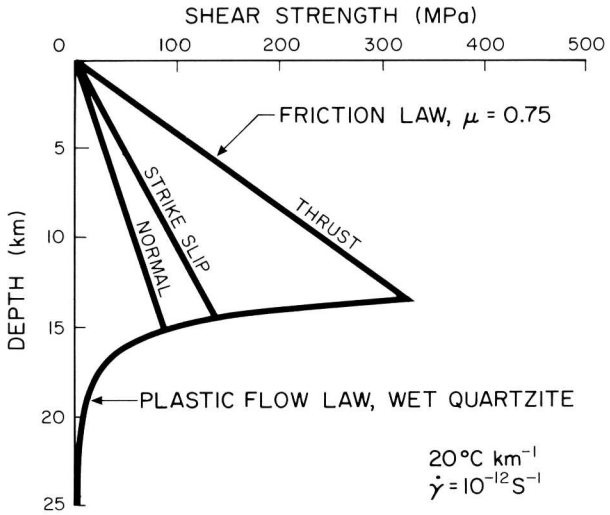


Figura 4.2. Ejemplo de perfil de resistencia o reológico de la corteza. Explicaciones en el texto (tomado de Scholz, 1992).

Los perfiles reológicos constituyen una herramienta excelente para interpretar la estructura profunda de la corteza y su comportamiento mecánico en diferentes ambientes geodinámicos (e.g.: Fernández y Ranalli, 1997; Vauchez et al., 1998; Bertoti et al., 2000; Ranalli, 2000; Lavecchia et al., 2003). Los perfiles reológicos también han sido empleados para interpretar la ocurrencia y distribución de la sismicidad en la corteza. Concretamente, en numerosos trabajos se ha observado que la gran mayoría de los eventos sísmicos se localizan por encima de la profundidad a la cual tiene lugar la transición al dominio de deformación dúctil (corteza o zona sismogenética) (e.g.: Chen y Molnar, 1983; Sibson, 1983; Meissner y Wever, 1986; Chen, 1988; Déverchère et al., 2001; Pasquale et al., 2001). Así mismo, también ha sido observado que el hipocentro de terremotos de tamaño moderado a grande (M>5,5) se suele localizar en coincidencia con la profundidad del máximo de resistencia predicho por el perfil reológico (Sibson 1983 y 1984).

Como se ha comentado anteriormente, la construcción de los perfiles de resistencia se basa en la subdivisión neta de la deformación en dos dominios: frágil y dúctil. La deformación en el dominio frágil está controlada por un mecanismo de rotura de Mohr-Coulomb de la siguiente forma (Byerlee, 1978; Ranalli, 1995):

$$(\sigma_1-\sigma_3) = \beta\, P_L\, (1-\lambda) \qquad [4.2]$$

donde (s_1-s_3) es el esfuerzo desviador de rotura, b es un factor que depende del coeficiente de fricción y de la orientación del campo de esfuerzos, P_L es la presión litostática y l es el factor de presión de poro. En la construcción de perfiles reológicos se asumen comúnmente presiones de poro hidrostáticas ($\lambda \tilde{} 0,37$) y valores de b de 0,75 y 3,0 para rotura en tensión y compresión, respectivamente (cf. Ranalli, 1995). El cálculo de la resistencia frágil a través de la ecuación [4.2] lleva implícito la rotura en planos de falla de cohesión nula e idealmente orientados respecto al campo de esfuerzos.

La deformación en el dominio dúctil está controlada por una ley potencial del flujo (creep) del tipo (Kirby, 1980; Ranalli, 1995):

$$(\sigma_1-\sigma_3) = (\varepsilon/A)^{1/n} \exp\{E/[nRT_z]\} \qquad [4.3]$$

donde ε es la tasa de deformación dúctil, R la constante de los gases, T_z la temperatura en grados Kelvin a la profundidad z y A, E, y n, los parámetros de la ley potencial de creep determinados experimentalmente para diferentes tipos de rocas. El uso de esta ecuación implica asumir que toda la deformación dúctil tiene lugar a través de un mecanismo de flujo por dislocación.

El empleo de las ecuaciones anteriormente descritas presenta numerosas incertidumbres derivadas de la importante simplificación que suponen dentro de la gran complejidad que presentan los procesos de deformación frágiles y dúctiles (cf. Sibson, 1984; Carter y Tsenn, 1987; Kohlstedt et al., 1995; Fernández y Ranalli, 1997). En el caso de la deformación en el dominio frágil se admite que la ecuación [4.2] no es representativa a profundidades superiores a la base de la corteza superior, donde la actuación de diferentes factores (e.g: presión, temperatura, presión de poros) deben controlar de modo diferente la resistencia friccional. Así mismo, se sabe que en el caso de fallas bien desarrolladas (e.g.: grandes fallas), la deformación frágil está controlada por un mecanismo diferente, dependiente del coeficiente de fricción de la roca de falla, la velocidad de deslizamiento y, la temperatura (Tse y Rice, 1986; Scholz, 1992).

De modo similar, el empleo de la ecuación [4.3] implica considerar un único mecanismo de deformación dúctil cuando en la naturaleza tienen lugar otros tipos de comportamiento que dependen de otros parámetros (e.g.: tamaño de grano, constante de difusión); además de aceptar que las tasas de deformación empleadas en los ensayos de laboratorio ($>10^{-9}s^{-1}$) son extrapolables a las del ambiente geológico, varios ordenes más bajas (cf. Carter y Tsenn, 1987). En la construcción de los perfiles reológicos también se asume que la tasa de deformación es constante con la profundidad y que la temperatura se mantiene estacionaria, cuando se conoce que ambas variables experimentan alteraciones en el tiempo, especialmente en relación con la ocurrencia de grandes eventos sísmicos (Scholz, 1992). La alta velocidad de deformación que impone la liberación súbita de esfuerzos en un terremoto impone la ocurrencia de deformaciones frágiles a profundidades donde se dan condiciones de deformación dúctil. Este hecho se ha podido constatar en la naturaleza, con la observación de pseudotaquilitas en el interior de milonitas; así como por la ocurrencia de sismicidad a profundidades corticales supuestamente bajo el régimen dúctil (cf. Handy y Brum, 2004). Ambas observaciones sugieren que los perfiles reológicos, si bien pueden representar de modo fiel el comportamiento mecánico de la corteza en el largo plazo geológico (e.g.: 1000 ka), no son representativos a la escala temporal de los ciclos de deformación sísmicos (e.g.: 100-0,1 ka).

A pesar de los diferentes inconvenientes que presenta el uso de los perfiles reológicos, la sencilla formulación que presentan las ecuaciones constitutivas de la deformación les confiere un gran interés práctico, siempre y cuando los valores de las variables se escojan con el debido criterio y los resultados se interpreten en conjunción con otras observaciones independientes. Concretamente en este trabajo, se propone analizar el perfil reológico de cada bloque cortical en relación con la estructura geológica profunda y la distribución de la sismicidad. Para ello, en primer lugar, se debe estudiar la localización en profundidad de repuntes de resistencia, en

especial la del pico de resistencia de la corteza superior (o límite frágil-dúctil), y conocer la resistencia total de cada capa cortical, en especial la de la corteza superior. Con objeto de simplificar la caracterización de la resistencia en cada bloque cortical, se considerarán siempre en este trabajo los valores correspondientes a rotura en tensión. Estos valores, en relación con la rotura en compresión o de desgarre, siempre arrojan la estimación de resistencia total más baja y la profundidad del pico de resistencia mayor.

Es importante conocer la incertidumbre relacionada con la estimación de la resistencia total y, de modo muy especial, con la de la profundidad del pico de resistencia de la corteza superior (o límite frágil-dúctil). Las variables independientes que mayor influencia tienen sobre este parámetro son la temperatura, concretamente el flujo térmico (cf. 4.2.2), y la tasa de deformación. Ambas controlan, aunque de modo inverso, la aparición en profundidad del dominio dúctil. Un aumento del flujo térmico implica un aumento del gradiente geotérmico, una bajada de la resistencia dúctil y, por consiguiente, la somerización del límite frágil-dúctil. Este efecto se manifiesta de modo muy evidente en litologías con alto contenido en cuarzo, o en rocas con producción radiogénica y conductividad bajos (e.g.: rocas básicas). Por el contrario, si se admiten tasas de deformación rápidas, la resistencia dúctil aumenta y el límite frágil-dúctil migra en profundidad (Sibson, 1983). Para los casos concretos analizados en este trabajo una variación de ±5 mW/m^2 en el flujo térmico y/o de un orden en la tasa de deformación, significan aproximadamente una variación de hasta ±2 km en la profundidad del límite frágil-dúctil (**Fig. 4.3**). La resistencia de la corteza superior aumenta con la disminución del flujo térmico y el aumento de la tasa de deformación. Sin embargo, conviene señalar que, a los efectos de este trabajo, no se busca establecer con precisión el valor absoluto de la resistencia de la corteza superior, sino su interpretación como un índice comparador entre los diferentes bloques (cf. 4.2.8).

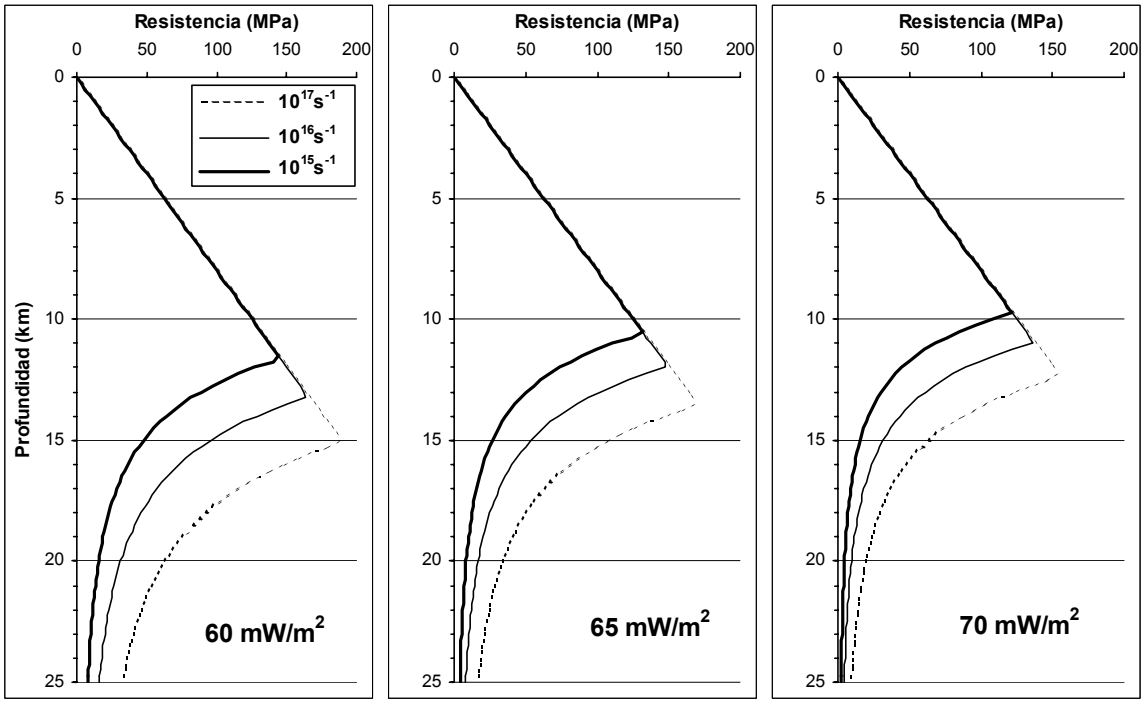


Figura 4.3. Variación del perfil de resistencia con el flujo térmico y la tasa de deformación en una corteza continental de composición granítica. Los valores empleados son comunes del SE de España. Obsérvese que variaciones de un orden en la tasa de deformación y de ±5 unidades de flujo térmico pueden producir fluctuaciones máximas de unos ±2 km en la profundidad del límite frágil-dúctil o pico de resistencia.

4.2.4. Análisis Geológico Profundo

Para la correcta interpretación de la distribución de los focos sísmicos en cada bloque cortical, así como para la estimación de la profundidad máxima de rotura frágil en fallas, es necesario, en primer lugar, conocer la estructura tectónica en profundidad. Es importante resaltar que la profundidad máxima de una falla sería aquella donde terminaría la deformación dúctil atribuible a la dinámica de la falla (profundidad máxima geológica). Esta profundidad, por tanto, será siempre mayor que la profundidad máxima de rotura frágil.

La estructura tectónica de un bloque cortical está compuesta por una fracturación interna, desarrollada por el interior del bloque, y por una serie de grandes fallas o accidentes profundos que materializan los bordes del bloque. La profundidad máxima geológica que puede alcanzar ambos tipos de fracturación, y su buzamiento, se estimará en este trabajo a través del análisis de la información geológica y geofísica disponible y, de la interpretación del perfil reológico. Evidentemente, esta estimación se realizará en términos cualitativos (e.g.: profundidad de cobertera, de corteza superior ó basamento, de corteza inferior, mantélica, litosférica).

En el caso de la fracturación interna, constituida por fallas pequeñas organizadas en sistemas de diferentes orientaciones (cf. 3.14.1), la profundidad máxima geológica puede estimarse considerando datos como el tipo de tectónica predominante en el bloque (e.g.: piel fina, piel gruesa), la localización de niveles de despegue en profundidad (e.g.: keuper, base de la corteza superior), la existencia de fallas heredadas en el basamento, la longitud máxima en superficie de la traza de falla. El buzamiento de estas fallas puede deducirse del funcionamiento cinemático que han registrado desde el comienzo del periodo neotectónico (Tortoniense) (cf. 1.4.4) así como del carácter de las deformaciones reconocidas en campo.

Grandes Fallas y Accidentes: Dentro de las discontinuidades profundas que materializan los bordes de cada bloque cortical es necesario admitir la existencia de dos tipos: grandes fallas y accidentes. A los efectos de este trabajo, los accidentes se definen como zonas de falla excepcionalmente anchas (>10 km) donde, a diferencia de las grandes fallas, no se reconoce una zona de desplazamiento principal. La profundidad máxima que pueden alcanzar ambos tipos de fracturas se estima de acuerdo con el análisis conjunto de la información geofísica, en especial de la localización profunda de anomalías; de la información geológica de superficie, en especial de la existencia y composición de extrusiones volcánicas; y, del contraste entre la estructura cortical y perfil reológico con los bloques adyacentes. El buzamiento de las grandes fallas se deduce a partir de la cinemática de la zona de falla o, cuando existe suficiente información, de la geometría en profundidad de las anomalías geofísicas.

4.2.5. Análisis Sismotectónico Profundo

El análisis sismotectónico realizado en este trabajo comprende en primer lugar el estudio de la distribución vertical de la sismicidad contenida en el interior del bloque cortical y, posteriormente, el estudio de la distribución espacial de los focos en relación con la fracturación interna del bloque y las grandes fallas.

4.2.5.1. Estudio de la distribución en profundidad de la sismicidad

El estudio de la distribución de la sismicidad debe considerar en primer lugar la calidad de la muestra a analizar. De acuerdo con las conclusiones obtenidas en el capítulo 2 (Análisis de la Base de Datos Sísmicos), en relación con el uso del catálogo sísmico en los análisis sismotectónicos (cf. 2.3.1), la muestra seleccionada para este estudio se compondrá únicamente de los eventos registrados en el Periodo Instrumental Moderno (de 1985 en adelante). Así mismo, y con objeto de obtener la mayor precisión posible, se seleccionarán de esta muestra únicamente terremotos localizados con un error vertical menor o igual de 2 km. Conviene notar

que la magnitud de este error es del mismo orden que el que se ha podido estimar en relación con la localización del pico de resistencia de la corteza superior (cf. 4.2.3).

El estudio de la distribución vertical de la sismicidad tiene como objeto identificar los rangos de profundidades donde se localizan los máximos de frecuencia relativa, así como el percentil 90, y asociarlos con la estructura cortical, las características reológicas de ésta y la distribución de los picos de resistencia, en especial el pico de resistencia de la corteza superior. De acuerdo con los trabajos de Sibson (1983 y 1984) la profundidad del pico de resistencia de la corteza superior coincide con la profundidad de nucleación de terremotos de tamaño moderado a grande (M>5,5) y, además, marca el límite en profundidad de la distribución de la gran mayoría de la sismicidad (denominado en la literatura como espesor, corteza o zona sismogenética). En la literatura se han propuesto diferentes parámetros para identificar este límite a partir de la distribución de la sismicidad (cf. Lamontagne, 1996). Éstos varían desde considerar la localización de diferentes percentiles (desde el 80 al 99) a identificar la profundidad donde se produce un decaimiento importante de la frecuencia. En este trabajo se contemplará el percentil 90 y se tendrá en cuenta si coincide o no con la localización de un máximo relativo de frecuencia. Estos parámetros, en conjunción con la profundidad del pico de resistencia, constituyen parte del criterio que se usará para definir finalmente la profundidad máxima de rotura frágil de la fracturación interna del bloque (cf. 4.2.6). Por otra parte, la ocurrencia de sismicidad a profundidades mayores, donde el perfil reológico predice deformación dúctil, tiene gran interés para establecer relaciones sismotectónicas con las grandes fallas profundas, así como para estimar la profundidad máxima de rotura frágil en éstas.

4.2.5.2. Distribución espacial de los focos: Rangos de estudio

El estudio sismotectónico de la distribución de los focos sísmicos precisa establecer, en primer lugar, unos rangos fijos de profundidad con los que organizar la representación de la sismicidad en los mapas de cada bloque cortical. Estos rangos se definen particularmente para cada bloque con el objetivo de separar la ocurrencia de sismicidad en espesores corticales frágiles y dúctiles. Por otra parte, si en el anterior análisis se buscaba la máxima precisión, en este se prefiere relajar el criterio de calidad de localización con objeto de aumentar el tamaño de la muestra y, además, contar con una mayor representación de eventos localizados a profundidades mayores. Concretamente, se admiten eventos con error de localización vertical de hasta 5 km. En todos los casos se compara la distribución en profundidad de esta muestra con la de eventos de error vertical menor o igual a 2 km para comprobar que no existen diferencias significativas entre ellas (±5%).

El estudio de la distribución de los focos se lleva a cabo diferenciando entre la sismicidad localizada en el interior del bloque, relacionada con la actividad de la fracturación interna, y la sismicidad localizada a lo largo de las zonas de falla que conforman los bordes del bloque. En ambos casos se pretenden identificar asociaciones entre la profundidad máxima estimada en el Análisis Geológico Profundo (cf. 4.2.4) con la ocurrencia de sismicidad a diferentes rangos de profundidad y condiciones reológicas. Para ello se revisan las profundidades focales de los eventos que, ya sea en forma de agrupaciones o series sísmicas, dieron lugar al establecimiento de relaciones sismotectónicas en el análisis de superficie del capítulo 3. Así mismo, se comprueba si los focos más profundos se distribuyen con preferencia en las cercanías de las grandes fallas.

4.2.6. Estimación de la profundidad máxima de rotura frágil

La profundidad máxima de rotura frágil es la mayor profundidad a la que puede tener lugar deformación frágil y, por tanto, la producción de sismicidad en una falla. Para la

estimación de esta profundidad es necesario considerar por separado el caso de la fracturación interna de un bloque y el de las grandes fallas de los bordes.

4.2.6.1. Fracturación interna

La estimación de la profundidad máxima de rotura frágil en el interior de los bloques corticales se basa en asumir que la deformación frágil está adecuadamente descrita, a priori, por el perfil reológico del bloque. Por tanto, se aceptan las asunciones básicas de la construcción de perfiles reológicos (cf. 4.2.3); concretamente, que la rotura frágil tiene lugar en planos de falla de cohesión nula e idealmente orientados respecto al campo de esfuerzos. Estas asunciones son fáciles de aceptar si se considera que la fracturación interna de un bloque está constituida por pequeñas fallas, poco desarrolladas y con orientaciones prácticamente en todas las direcciones del espacio (cf. 3.14.1).

De acuerdo con el párrafo anterior, la profundidad máxima de rotura debiera coincidir aproximadamente (±2 km) con el pico de resistencia de la corteza superior, con un máximo relativo de sismicidad y con el percentil 90. Sin embargo, es previsible la ocurrencia de casos de mayor complejidad y, por lo tanto, es conveniente establecer un criterio común para ser observado de igual modo en todos los casos. En esta metodología se propone fijarse en la localización del percentil 90 en relación con el pico de resistencia de la corteza superior:

a) Si el percentil 90 se localiza por encima del pico de resistencia significa que prácticamente toda la sismicidad (el 90%) ocurre en el interior de la corteza superior frágil y, por tanto, la profundidad máxima de rotura frágil coincide con el pico de resistencia.

b) Si el percentil 90 se localiza varios km (>2 km) por debajo del pico de resistencia entonces significa que la profundidad máxima de rotura frágil podría alcanzar la base de la corteza dúctil predicha por el perfil reológico. Esto puede deberse a que en la muestra contemplada se estén analizando eventos relacionados con la actividad más profunda de grandes fallas, cuestión que el análisis sismotectónico realizado previamente debiera poder aclarar. En caso de que así sea, la profundidad máxima de rotura frágil en el interior del bloque será la del pico de resistencia de la corteza superior. En caso negativo, la profundidad máxima de rotura frágil de la fracturación interna se situará en coincidencia con el paso a la corteza inferior. La justificación de esta decisión se vería reforzada si, efectivamente, el paso a la corteza inferior significa un repunte de resistencia en el perfil reológico y, además, está acompañado por la localización de un máximo relativo de sismicidad.

La profundidad máxima de rotura frágil obtenida por cualquiera de estos dos procedimientos deberá guardar coherencia con los resultados del análisis geológico y sismotectónico. En el primer caso, evidentemente, la profundidad máxima de rotura frágil no puede ser más profunda que la profundidad máxima geológica. En el segundo caso, no podrá ser mayor que el extremo superior del rango de profundidades sísmicas que se atribuye a la actividad de los sistemas de fallas del interior (cf. 4.2.5.2). Por último, no debe extrañar que la profundidad máxima de rotura frágil pueda situarse a profundidades donde el perfil reológico predice deformación dúctil. Como se ha comentado en el apartado 4.2.3, existen un número de factores que permiten la aparición de deformaciones frágiles en la transición al dominio dúctil.

4.2.6.2. Grandes fallas

La estimación de la profundidad máxima de rotura frágil en grandes fallas difiere conceptualmente de la de la fracturación interna, tratada en el apartado anterior. Las grandes fallas constituyen una singularidad en relación con la resistencia y reología de los bloques corticales que limitan. Es decir, su comportamiento mecánico está controlado por otros parámetros y variables diferentes, como por ejemplo: las propiedades mecánicas de la roca de

falla, criterios de rotura friccional complejos, sobrepresiones de poros, anomalías geotérmicas, tasas de deformación más altas, ciclos de carga y descarga de esfuerzos (cf. Scholz, 1992). Lamentablemente, el conocimiento actual sobre las grandes fallas del SE de España no permite realizar un análisis tan específico y, por tanto, será necesario idear un procedimiento más práctico.

En esta metodología se propone situar a priori la profundidad máxima de rotura frágil de las grandes fallas en el paso a la corteza inferior. La interfase corteza superior-inferior constituye un nivel de despegue de primer orden en diferentes ambientes geodinámicos profundos (e.g.: Meissner y Wever, 1986; Fernández y Ranalli, 1997; Bertoti et al., 2000; Handy y Brun, 2004).

En este trabajo se asume que la anterior asunción queda suficientemente validada si a lo largo de la zona de falla se sitúan un número significativo de focos sísmicos localizados en un rango de profundidades coincidente con el paso a la corteza inferior. En caso de que la ocurrencia de sismicidad a lo largo de la zona de falla no sea suficientemente representativa, o con objeto de reforzar las evidencias, se estudiará si: 1) el perfil reológico de los bloques que comprende la falla predice un repunte de resistencia en el paso a la corteza inferior y, 2) la temperatura predicha por la geoterma del bloque a esa profundidad es mayor e inferior a la de ductilidad del cuarzo y del feldespato, respectivamente. La primera condición se justifica si se admite que los grandes terremotos se nuclean en picos de resistencia (asperezas) (Aki, 1984); y la segunda, si se tiene en cuenta que la rotura cosísmica de los grandes terremotos alcanza profundidades dentro del dominio de deformación semifrágil (Scholz, 1992) (cf. 4.2.2 y 4.2.3).

Por último, conviene señalar que en el caso de discontinuidades clasificadas como accidentes (cf. 4.2.4) no procede calcular la profundidad máxima de rotura frágil, ya que ésta no se podría atribuir a una falla singular que efectivamente pudiera generar un terremoto con una rotura cosísmica de tales dimensiones, como se explica en el siguiente apartado.

4.2.7. Estimación del área de ruptura y la magnitud de terremotos máximos

La magnitud momento de un terremoto es directamente proporcional al área de la falla involucrada en el desplazamiento (área de rotura cosísmica) (ec. 1.11). En este capítulo se propone estimar el valor de la magnitud momento del máximo terremoto que la falla es capaz de generar a través de la relación empírica entre el área de rotura cosísmica y la magnitud momento propuesta por Wells y Coppersmitth (1994) (**Fig. 4.4**). El trabajo de estos autores constituye la mayor recopilación y análisis estadístico de datos de terremotos que existe actualmente, como se discutió en el capítulo 3 en relación con la estimación de la magnitud momento a través de la longitud de rotura en superficie (3.2.4).

Wells y Coppersmith (1994) estiman el área de rotura cosísmica de unos 250 terremotos fundamentalmente a partir de la medida de las dimensiones máximas del área delimitada por las réplicas más tempranas. Es decir, como el área de un rectángulo cuyos lados están definidos por la máxima extensión en la horizontal y vertical de las réplicas sobre el plano de falla. Aunque se conoce que el área de rotura cosísmica de un gran terremoto presenta en verdad una geometría mucho más compleja; y se sabe, además, que la rotura cosísmica puede alcanzar una profundidad mayor que la que define el límite inferior de la aparición de réplicas tempranas (Scholz, 1992), esta sencilla definición de área de rotura tiene un gran interés práctico.

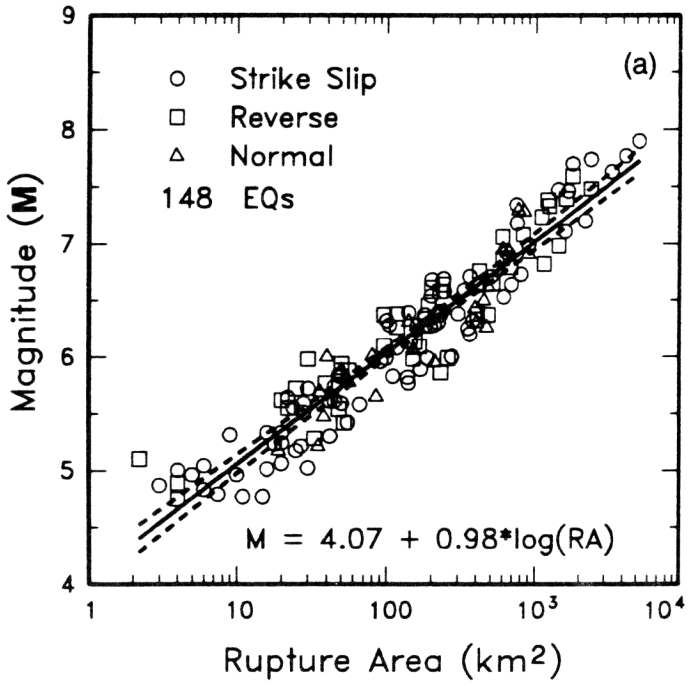


Figura 4.4. Regresión del área de rotura sobre la magnitud momento (tomado de Wells y Coppersmith, 1994). La línea a trazos marca el intervalo de confianza del 95%. La desviación estándar de la estimación es 0,24.

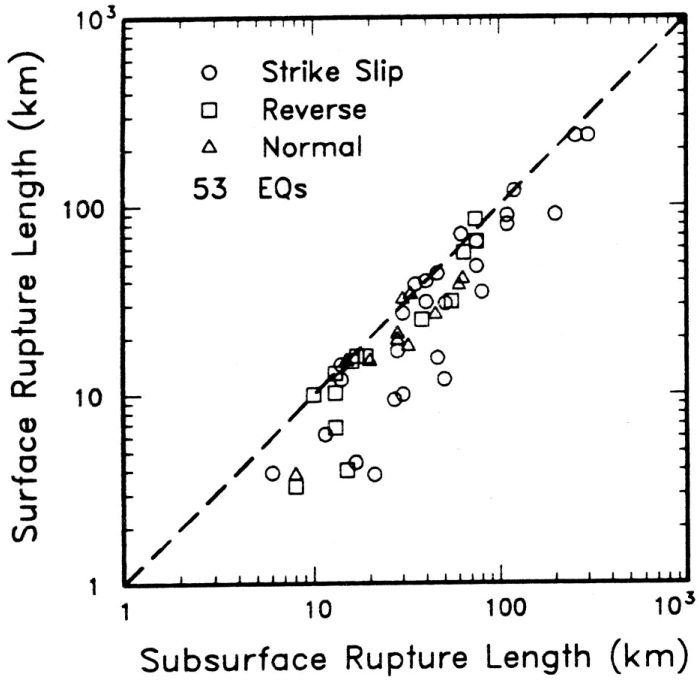


Figura 4.5. Longitud de rotura en superficie versus longitud de rotura en profundidad (tomado de Wells y Coppersmith, 1994). Nótese como para un mismo terremoto la longitud de rotura en profundidad es siempre mayor o igual que la longitud de rotura en superficie. De acuerdo con el trabajo de Wells y Coppersmith (1994) las roturas en superficie son en promedio un 75% de la longitud de rotura en profundidad.

Concretamente en este capítulo, se pretende estimar el área de rotura cosísmica del máximo evento que una falla es capaz de producir a partir de dos medidas fundamentales: 1) la profundidad máxima de rotura frágil de la falla, estimada en el apartado anterior, y, 2) la longitud máxima de la traza de falla en superficie, estimada en el capítulo anterior. La aceptación de estos dos parámetros queda justificada si se admite que, efectivamente, el límite inferior de aparición de réplicas debe quedar limitado por la posibilidad de ocurrencia de deformaciones frágiles, y, que la longitud máxima de rotura en superficie es similar, o guarda una relación positiva, con la longitud de rotura máxima en profundidad. En relación con este último punto, Wells y Coppersmith (1994) observan en su base de datos que la longitud de rotura en profundidad es en promedio unas 1,3 veces mayor que la longitud de rotura en superficie (**Fig. 4.5**).

Con este procedimiento se obtiene una medida semi-independiente de la máxima magnitud momento. Este valor se puede contrastar con los obtenidos en el capítulo anterior y, en el caso de las Grandes Fallas de actividad muy alta, estudiar su influencia en la estimación del periodo de recurrencia.

Finalmente, conviene señalar que las magnitudes momento reseñadas en este capítulo se corresponden con el valor medio de la regresión de Wells y Coppersmith (1994) para la muestra global de terremotos cuya desviación estándar es 0,24.

4.2.8. Estudio de la relación entre la resistencia y gradiente geotérmico de la corteza superior y la ocurrencia de sismicidad

La relación existente entre las características que presenta la ocurrencia de sismicidad en una región y el mayor o menor flujo térmico en superficie que ésta presenta ha sido estudiada en diferentes trabajos (Sibson 1983 y 1984; Meissner y Wever, 1986; Chen, 1988; Paquale et al., 2001; Wang, 2001). De modo simplificado se puede admitir que en regiones con valores altos de flujo térmico (e.g.: 80 mW/m^2) la tasa de ocurrencia de sismicidad será previsiblemente mayor, pero de magnitudes menores y localizada a profundidades más someras, que en regiones de flujo térmico bajo (eg.: 40 mW/m^2). La validez de esta relación se apoya en la relación que guarda el flujo térmico con la resistencia de la corteza superior. Valores altos de flujo térmico implican, por lo general, un gradiente geotérmico así mismo alto y, por tanto, una reducción de la resistencia total de la corteza superior al somerizarse el límite de deformación frágil-dúctil (o pico de resistencia frágil) (cf. fig. 4.3). En teoría, al situarse el límite frágil-dúctil más cerca de la superficie, la profundidad media de la sismicidad, que ocurre en su gran mayoría en el interior de la corteza superior frágil, se reduce, y, por otra parte, al reducirse el valor del pico de resistencia, la magnitud de los terremotos máximos posibles se reduce.

Las relaciones ideales entre las características térmicas y resistentes de la corteza con la ocurrencia de sismicidad, expuestas en el párrafo anterior, presentan una clara utilidad práctica en la definición de las zonas sismogenéticas de los análisis de la peligrosidad sísmica. Idealmente, regiones más calientes y "blandas" deben presentar una tasa de ocurrencia de sismicidad más alta y un valor del parámetro b mayor que en regiones frías y más resistentes. Sin embargo, es importante tener en cuenta que estas relaciones pueden no cumplirse por la concurrencia de diferentes factores (e.g.: flujos térmicos extremos, cortezas heterogéneas, velocidades de deformación variables, muestras de sismicidad incompletas).

En este trabajo se propone clasificar los diferentes bloques corticales en función de su gradiente geotérmico, profundidad del límite frágil-dúctil y resistencia total de la corteza superior; para, posteriormente, poder estudiar las relaciones que presentan estos parámetros con la profundidad media de los focos y con el índice de densidad sísmica de cada bloque cortical. Este índice se define en este trabajo como el número de eventos contenidos en la corteza superior frágil multiplicado por 1000 y dividido por este volumen en km^3. De este modo se

pretende, por una parte, identificar las relaciones particulares que la ocurrencia de sismicidad pudiera presentar en relación con la resistencia y geoterma de la corteza, y, por otra, establecer una definición preliminar de zonas sismogenéticas para ser usadas en el cálculo de la peligrosidad sísmica.

4.3. ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL SURESTE DE ESPAÑA

En este apartado se enumeran los principales trabajos de carácter geofísico centrados en el estudio de la estructura y/o propiedades de la corteza en el SE de España. A partir de esta información se definen los dos grandes dominios corticales en los que puede subdividirse la zona de trabajo y se desarrolla una síntesis sobre las características de la corteza en cada uno de ellos.

4.3.1. Antecedentes

Los primeros estudios geofísicos sobre la estructura profunda de la corteza y manto superior del sur y este de España se iniciaron a mediados de los años 70 con la realización de una serie de perfiles profundos de sísmica de refracción (Udías, 1977; WGDSS, 1977). Los resultados de estos trabajos fueron complementados con la realización de una nueva campaña de perfiles sísmicos profundos a mediados de los años 90 (ILIHA, 1993; ESCI, 1997), análisis de ondas de eventos sísmicos (e.g.: Paulssen y Vissers, 1993) y tomografía sísmica (e.g.: Dañobeita et al., 1998; Gurría y Mezcua, 2000).

Dentro de las Cordilleras Béticas Orientales destacan los trabajos de sísmica de refracción de Banda y Ansorge (1980a) y Banda et al. (1993), los de sísmica de reflexión de García-Dueñas et al. (1994) y Carbonell et al. (1997) y, por el interior del Mar de Alborán Oriental, los de Comas et al. (1997) y Gallart et al. (1997a). En el Surco Valenciano y zonas de influencia (Dominio Valenciano, Prebético de Alicante e Islas Baleares) destacan los estudios de sísmica de refracción de Banda et al. (1980b), Zeyen et al. (1995) y Gallart et al. (1990), y los de reflexión de gran ángulo y vertical de Vidal et al. (1997) y Gallart et al. (1997b), respectivamente.

Además de estos trabajos fundamentales, las Cordilleras Béticas Orientales y el Surco Valenciano también han sido objeto de estudios de gravimetría (e.g.: Mezcua et al., 1996; Casas y Carbó, 1990; Torné y Banda, 1992), aeromagnetometría (e.g.: Galdeano y Rossignol, 1977; Ardizone et al, 1989), magnetotelúrica (Pous et al., 1995 y 1999), geotermia (Albert Beltrán, 1979; Fernández et al., 1998) y modelos evolutivos de la litosfera (Peper y Cloething, 1992; Beek y Cloething, 1992).

A partir del estudio de este cuerpo de información se deduce que la corteza del SE de España presenta importantes variaciones laterales en estructura y propiedades. De manera sencilla pueden definirse dos grandes dominios corticales: Ibérico y Bético.

4.3.2. Dominio Cortical Ibérico

La Corteza Ibérica se caracteriza por presentar una estructura bien definida compuesta por tres capas (Banda et al., 1981). Concretamente, en el límite entre la Meseta y las Zonas Externas del Orógeno Bético, la Corteza Ibérica está compuesta por una corteza superior o basamento de unos 13 km de profundidad, seguida de una corteza intermedia de unos 23 km de profundidad y una corteza inferior que alcanza hasta los 35 km de profundidad (Banda et al., 1993) (**Fig. 4.6)**. La velocidad de las ondas P (V_P) en la corteza crece desde 6,0, 6,4 a 6,8 km/s, respectivamente para cada estrato de corteza, mientras que el manto subcrustal presenta una

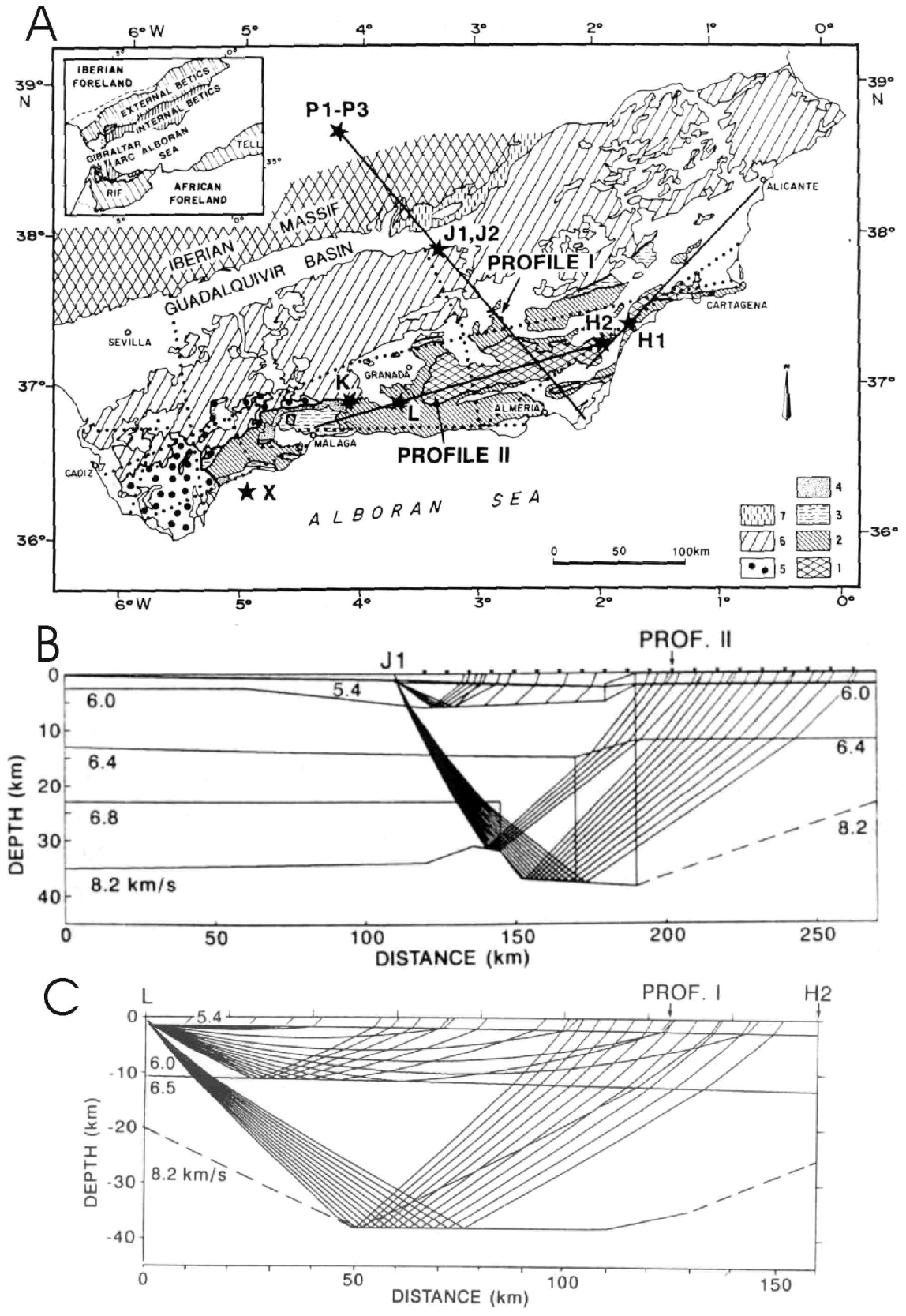


Figura 4.6. A. Situación de los perfiles sísmicos profundos interpretados por Banda et al., 1993. B y C. Modelos de corteza obtenidos para el Perfil I y II, respectivamente (modificado de Banda et al., 1993). En el Perfil I se observa el paso de la corteza tricapa del Dominio Ibérico a la corteza bicapa del Dominio Bético. El Moho experimenta un importante ascenso tanto en dirección hacia el Mar de Alborán (Perfil I) como hacia la zona de Cartagena (Perfil II).

velocidad de 8,2 km/s. La corteza superior e intermedia presentan una reflectividad baja que contrasta con la reflectividad moderada de la corteza inferior (García-Dueñas et al., 1994).

Esta estructura tipo de la Corteza Ibérica va a experimentar importantes variaciones en su prolongación por las Zonas Externas Béticas, tanto en dirección hacia el interior del orógeno como en dirección hacia el Surco Valenciano. En este último caso, la Corteza Ibérica experimenta un adelgazamiento gradual en dirección este, pasando de un espesor de unos 30-35 km en la zona del Arco de Alcaraz-Prebético de Albacete a unos 27 km en el Prebético de Alicante, para posteriormente caer bruscamente hasta los 20 km en las proximidades de la costa y alcanzar un mínimo de 15-17 km en el interior del Surco Valenciano (**Fig. 4.7**). Este brusco adelgazamiento cortical viene acompañado por un incremento de la anomalía de Bouguer y del flujo térmico (**Figs. 4.8** y **4.9**), así como por un decremento de la V_P en la corteza inferior (de 6,8 a 6,4-6,5) y en el manto (de 8,2 a 7,7 km/s). Estas características deben estar relacionadas con la reapertura del Surco Valenciano a finales del Neógeno, que afectaría también a las zonas colindantes situadas en la Península Ibérica (e.g.: Prebético de Alicante, Dominio Valenciano, extremo SW de la Cordillera Ibérica) y al Promontorio Balear (Banda et al., 1980b; Zeyen et al., 1985; Gallart et al., 1990). Algunos autores consideran también que este adelgazamiento debe ser en parte heredado de la tectónica extensional que tuvo lugar durante el Mesozoico (Beek y Cloething, 1992; Roca y Deselgaux, 1992). Hacia el SE de la línea de costa meridional del Prebético de Alicante y del Promontorio Balear se produce la transición a la Corteza de la Cuenca Sur-Balear, de características oceánicas y con un espesor de unos 12 km (Gallart et al., 1997b).

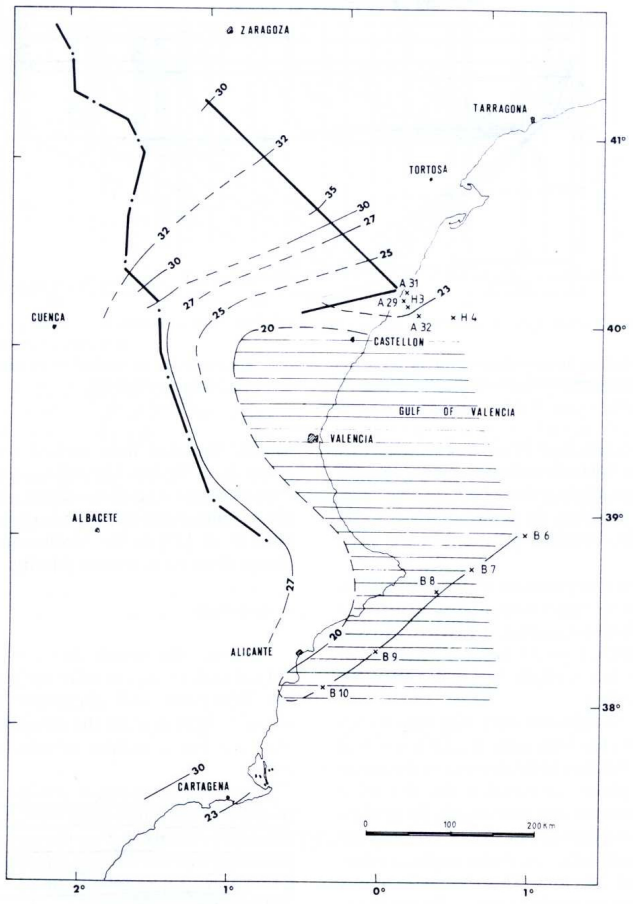


Figura 4.7. Mapa sintético de la profundidad del Moho en el levante peninsular (tomado de Zeyen et al., 1985). El área rayada indica espesores corticales de 20 km o menos. Nótese el progresivo adelgazamiento de la corteza hacia el interior del Surco Valenciano.

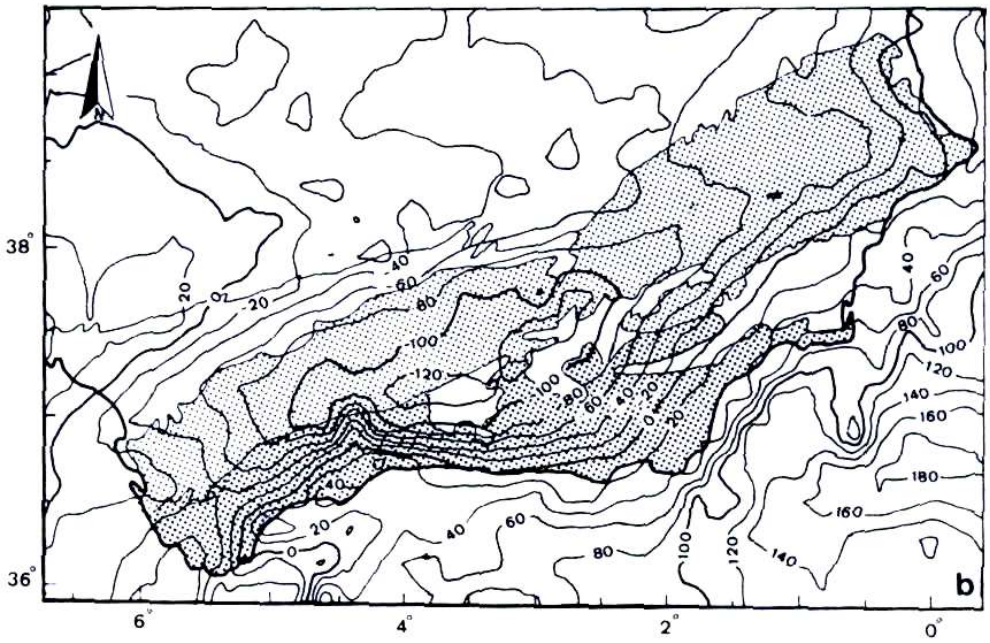


Figura 4.8. Mapa simplificado de la anomalía de Bouguer en las Cordilleras Béticas (tomado de Beek y Cloething, 1992). Distancia entre isolíneas: 20 mGal. El área con trama de puntos ligera indica la posición de las Zonas Externas, y con trama de puntos densa las Zonas Internas.

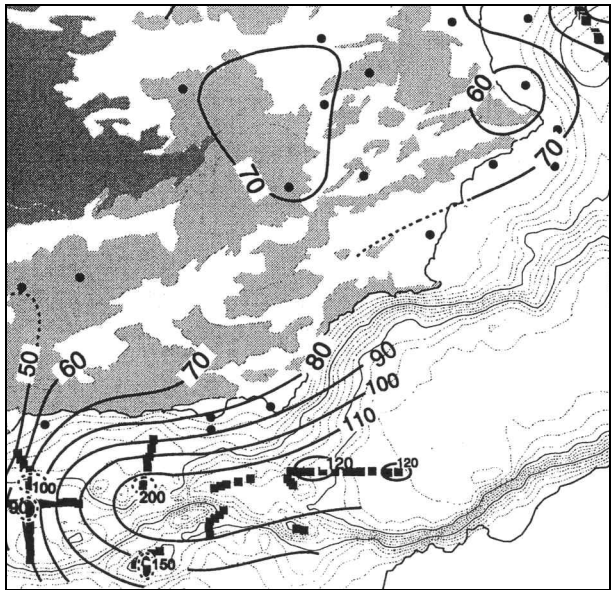


Figura 4.9. Mapa de flujo térmico del sur y este de la Península Ibérica (modificado de Fernández et al., 1998). Distancia entre isolíneas: 10 mW/m^2. Los puntos indican medidas en pozos petrolíferos, los triángulos en pozos mineros profundos y los cuadrados medidas en el fondo marino.

La Corteza Ibérica, en su prolongación por las Zonas Externas Béticas en dirección hacia el interior del orógeno, experimenta un progresivo aumento de la profundidad del techo del basamento llegando a alcanzar valores del orden de los 5-6 km (**Fig. 4.10**). Aproximadamente unos 30 km antes del límite en superficie entre las Zonas Externas e Internas, coincidiendo con un ligero ascenso del Moho de 35 a 33 km, tiene lugar la desaparición de la estructura de tres capas de la Corteza Ibérica y el paso a la Corteza Bética (cf. fig. 4.6).

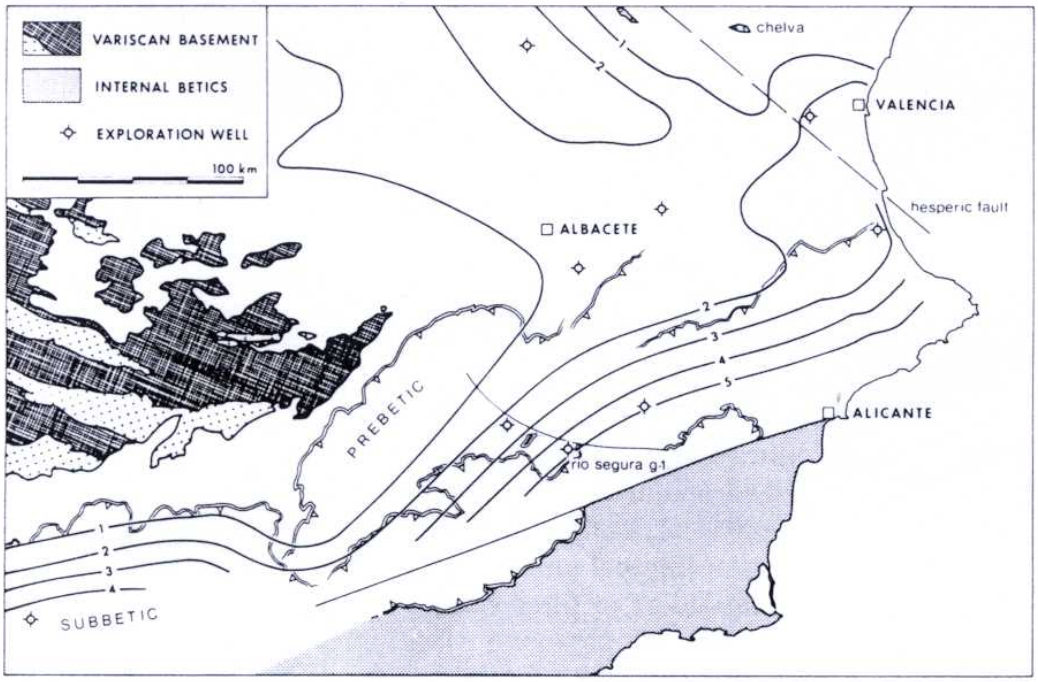


Figura 4.10. Mapa del techo del basamento (tomado de Ruig, 1992; modificado de I.G.M.E., 1987). Distancia entre isobatas: 1 km. Obsérvese el progresivo aumento del espesor de la cobertera sedimentaria de las Zonas Externas Béticas hacia el interior del erógeno.

4.3.3. Dominio Cortical Bético

De acuerdo con los trabajos de sísmica de refracción, la Corteza Bética en la parte central del orógeno (aproximadamente bajo las sierras Nevada y Filabres-Baza), está compuesta por una corteza superior de profundidad entre 15-13 km con una V_P de 6,0 km/s y una corteza inferior anómala con V_P de 6,4-6,5 km/s que alcanza una profundidad de hasta 38-39 km. Este importante engrosamiento cortical tiene una extensión de unos 60-75 km en dirección ENE-WSW y unos 40-50 km en dirección NE-SW, y coincide con las anomalías de Bouguer más bajas de toda la Cadena Bética y con un brusco y extraordinario aumento de la conductividad eléctrica, especialmente entre las profundidades 30 a 40 km (**Fig. 4.11**).

En contraste con los resultados obtenidos por la sísmica de refracción, la sísmica de reflexión no detecta el engrosamiento cortical de la parte central del orógeno, sino que sitúan el Moho a una profundidad de unos 35-36 km y con una morfología más o menos planar (García-Dueñas, 1994; Jabaloy et al., 1997; Carbonell et al, 1997). Estos trabajos definen la corteza inferior Bética en base a la aparición de numerosos reflectores, en contraste con la transparente corteza superior, en la que, sin embargo, destacan la existencia de un nivel reflector con buzamiento hacia el NNE, que es interpretado como una zona milonítica que habría actuado como nivel de despegue (Banda et al., 1993; García-Dueñas et al., 1994) y que podría representar el contacto entre el complejo Nevado-Filábride y el Alpujárride (Carbonell et al., 1997). La localización de este nivel de despegue coincide por otra parte con una disminución en la V_P de la corteza superior, de 6,0 a 5,4 km/s, detectada en los primeros perfiles de refracción realizados en la zona (Banda y Ansorge, 1980a). La mayor reflectividad de la corteza inferior ha sido atribuida a la existencia de niveles parcialmente fundidos, que así mismo podrían haber actuado como niveles de despegue (Zappone et al., 2000).

La gruesa corteza detectada por la sísmica de refracción en la parte central de las Béticas experimenta un importante adelgazamiento en su prolongación lateral en direcciones WSW y ENE (cf. fig. 4.6), y hacia el sur (**Fig. 4.12**) (Banda y Ansorge, 1980a; Torné y Banda, 1992;

Banda et al., 1993) En este último caso, el espesor cortical se reduce rápidamente a unos 24 km en la zona de Adra-Almería y a unos 13-15 km en el interior del Mar Alborán. El adelgazamiento tiene lugar fundamentalmente a nivel de la corteza inferior y se acompaña con un fuerte gradiente creciente en la anomalía de Bouguer (Torné y Banda, 1992), en el flujo térmico (Fernández et al, 1998) y en la conductividad eléctrica (Pous et al., 1995); así como por una reducción de la V_P del manto subcrustal (de 8,2 a 7,7-7,9 km/s) en el interior del Mar Alborán (Gallart et al., 1997a).

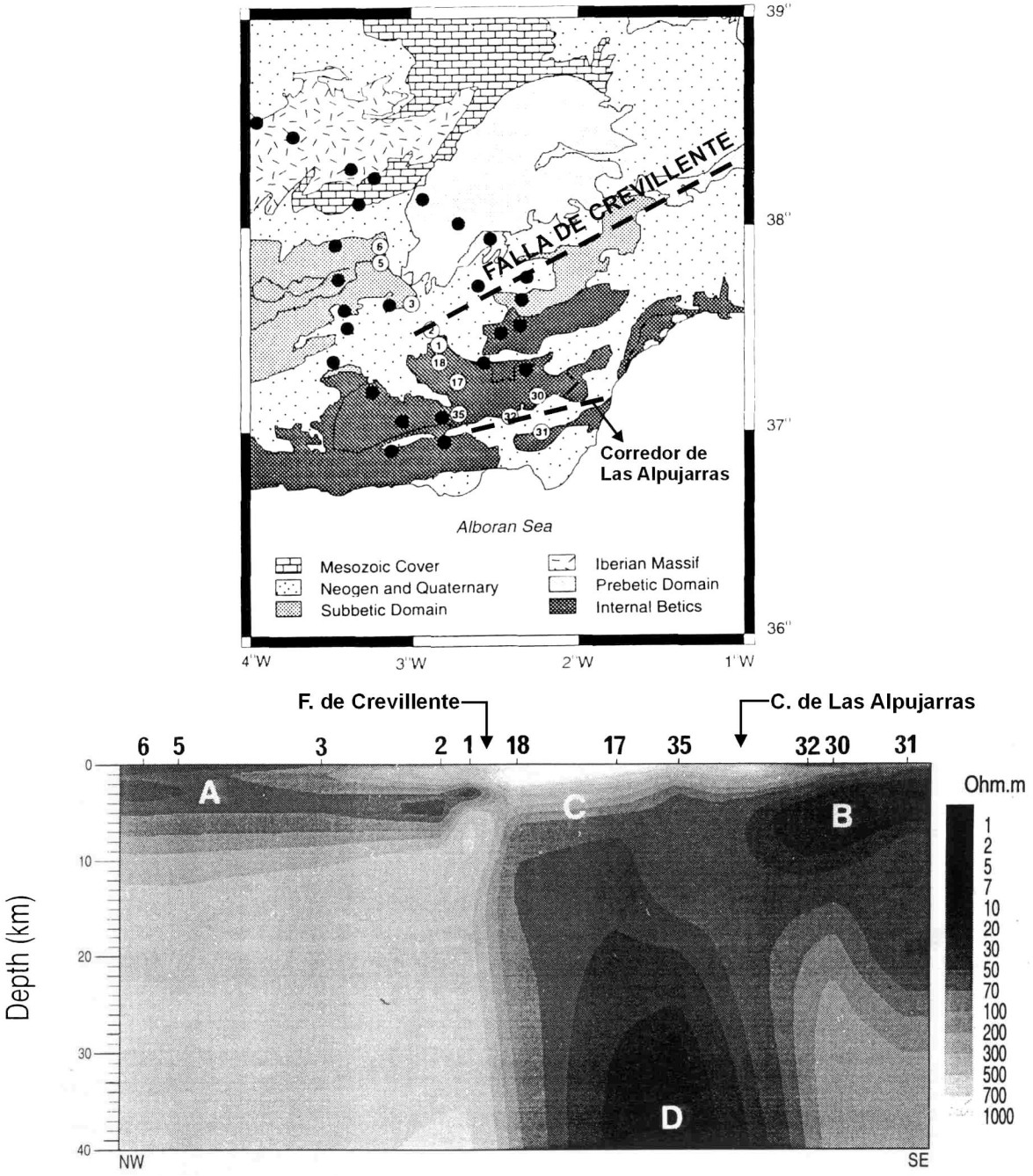


Figura 4.11. Variación de la conductividad eléctrica con la profundidad a lo largo de un corte NW-SE de las Cordilleras Béticas (modificado de Pous et al., 1995). Parte superior: localización del perfil de la parte inferior (números en círculos) y de los puntos de medida (puntos oscuros); Parte inferior: Perfil eléctrico deducido. Obsérvese como la localización de las fallas de Crevillente y Corredor de Las Alpujarras coincide con la aparición de anomalía profundas de la conductividad de la corteza.

La Corteza Bética, en su prolongación lateral ENE desde la Sierra de Filabres hacia el Mar Menor, experimenta un ascenso gradual del Moho hasta situarse éste a una profundidad de unos 23 km tras atravesar las zonas de falla de Palomares y Alhama de Murcia (cf. fig. 4.12). Al este y sur, respectivamente, de estas grandes fallas, la corteza inferior registra un aumento de la V_P de 6,5-6,4 a 6,9 km/s (Banda y Ansorge, 1980a). Este adelgazamiento se acompaña con un gradiente creciente de la anomalía de Bouguer en dirección SE y del flujo térmico, así como de la localización en superficie de numerosos centros volcánicos (e.g.: Mazarrón, Cartagena). Algunos autores denominan a esta corteza "Tipo Cartagena" en contraste con la corteza gruesa del interior del orógeno (Larouzière et al., 1988).

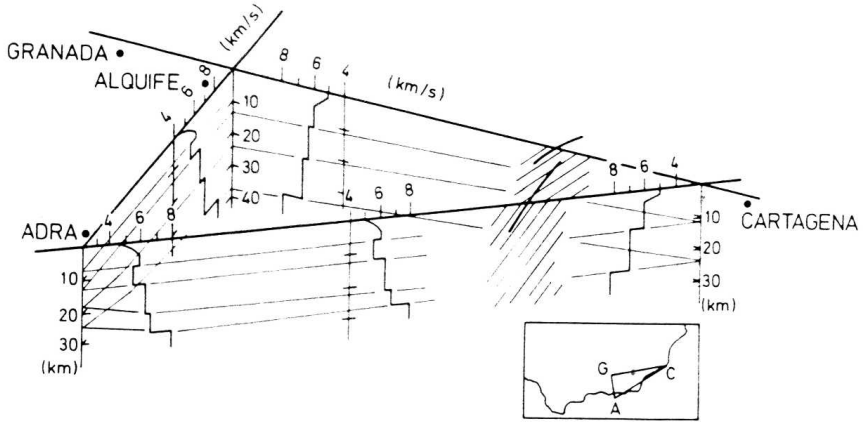


Figura 4.12. Modelo tridimensional de la estructura de la corteza en la parte sureste de las Zonas Internas Béticas con indicación de la velocidad de las ondas P. Nótese el importante adelgazamiento que experimenta la corteza en dirección hacia el Mar de Alborán (zona de Adra) y hacia el NE (zona de Cartagena). Las líneas gruesas señalan la posición aproximada de las zonas de falla de Palomares y Alhama de Murcia.

Al sureste de la línea costa Almería-Cartagena, tiene lugar la transición de la Corteza Bética adelgazada a la Corteza de la Cuenca Sur-Balear. Esta última es de tipo oceánico y presenta un espesor de tan solo 10-11 km (Polyak et al, 1996). Su aparición coincide con las máximas profundidades del mar Sur-Balear (>2.000 m) y con el inicio del desarrollo de la topografía planar del fondo abisal. En esta zona se localizan los máximos valores de flujo térmico y anomalía de Bouguer de todo el SE de España.

4.4. DEFINICIÓN DE BLOQUES CORTICALES

A partir de la síntesis sobre la estructura y propiedades de la corteza expuesta en el apartado anterior, y haciendo uso de la zonación morfoestructural desarrollada en el capítulo 3, se han distinguido en la zona de trabajo 6 bloques corticales (**Fig. 4.13**). La correspondencia entre dominios corticales, bloques corticales y zonas morfoestructurales es como sigue:

Dominio Cortical Ibérico:

- **Bloque Valenciano:** Zonas ME del Dominio Valenciano y Prebético de Alicante.
- **Bloque Prebético:** Zonas ME del Prebético de Albacete, Prebético de Murcia, Arco de Alcaraz y Arco de Cazorla.

Dominio Cortical Bético:

- **Bloque Central Bético:** Zona ME Central Bética.

- **Bloque de Sierra Filabres:** Zona ME de Sierra Filabres.
- **Bloque de Almería:** Zona ME de Almería.
- **Bloque de Cartagena:** Zona ME de Cartagena.

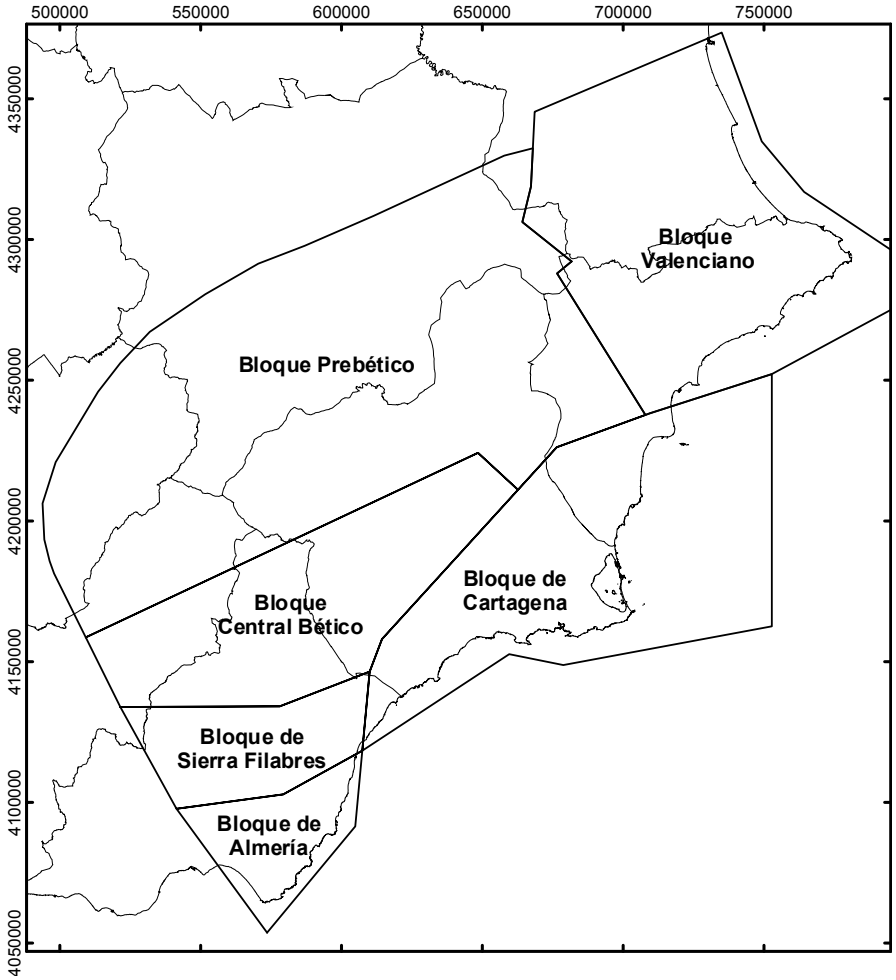


Figura 4.13. Localización de los diferentes bloques corticales definidos en el SE de España. Nótese que los límites de los bloques están tomados de la zonación morfoestructural del capítulo 3. Los bloques Prebético y Valenciano incluyen más de una zona morfoestructural. Ver texto.

En cada bloque se han sistematizado los diferentes parámetros que controlan la construcción de la geoterma y del perfil reológico (cf. 4.2.2 y 4.2.3). Estos parámetros son:

Espesor: Espesor total de la corteza. Coincide en todos los casos con la profundidad del Moho determinada por perfiles profundos de sísmica de refracción (e.g.: Banda et al., 1980b; Zeyen et al., 1985; Banda et al., 1993).

Estructura: Número de capas en los que puede subdividirse el espesor cortical total en función de la variación de la velocidad de las ondas P interpretada en perfiles profundos de sísmica de refracción.

Litotipo composicional: Litología que representa las características resistentes de cada capa cortical. La elección del litotipo se discute en cada caso de acuerdo con el conocimiento general sobre la composición de la corteza continental (e.g.: Sibson, 1984; Carter y Tsenn, 1987; Fernández y Ranalli, 1997) y de observaciones locales sobre el

valor de la velocidad de las ondas P, propiedades reflectivas, conductividad eléctrica, geología de superficie y datos experimentales.

Parámetros térmicos y geoterma: Los parámetros térmicos considerados en cada capa cortical son la conductividad térmica y la producción radiogénica de calor. Los valores de conductividad térmica adoptados se corresponden con valores comúnmente usados en la literatura para representar los litotipos definidos anteriormente para diferentes capas corticales (Ranalli, 1995; Clauser y Huenges, 1995). La producción radiogénica de calor se ha estimado a partir de datos experimentales de muestras de rocas locales (Fernández et al., 1998). El cálculo de la geoterma se ha realizado en todos los casos considerando una temperatura de superficie (T_0) de 20ºC.

Flujo térmico: El valor del flujo térmico en superficie representativo de todo el bloque cortical se ha estimado en todos los casos a partir del trabajo de Fernández et al. (1998).

Tasa de deformación: El valor de la tasa de deformación en el régimen dúctil se ha tomado en todos los casos del trabajo de Negredo et al. (2002). En este trabajo se modeliza la evolución neotectónica de la región Ibero-Magrebí a partir de un modelo de elementos finitos coherente con las tasas de deslizamiento de las fallas. Para la construcción de los perfiles reológicos se ha considerado un valor de 10^{-16} s^{-1} para los bloques del Dominio Cortical Ibérico, y de 10^{-15} s^{-1} para los del Dominio Cortical Bético.

La exposición de las características de cada bloque, así como el cálculo de las geotermas, perfiles de resistencia y análisis sismotectónico, se realiza considerando en conjunto aquellos bloques que pertenecen a un mismo dominio cortical, a excepción del Bloque de Cartagena, que como se verá más adelante presenta características peculiares.

4.5. BLOQUES PREBÉTICO Y VALENCIANO

4.5.1. Estructura y composición de la corteza

La estructura de la corteza en estos dos bloques está formada por tres capas: corteza superior, intermedia e inferior (**Tabla 4.1**). El Bloque Valenciano se diferencia del Prebético por presentar un importante adelgazamiento a nivel de la corteza inferior y presentar un manto subcrustal de V_P anómala. Ambas características deben relacionarse con la extensión hacia el interior de la península de los procesos de rifting del Surco Valenciano desde el Neógeno (Zeyen et al., 1985; Gallart et al., 1990.).

Sobre la corteza superior de ambos bloques se localiza la cobertera sedimentaria mesozoica. El espesor de ésta aumenta gradualmente hacia el interior del Orógeno Bético, pasando de valores en torno a 1-2 km, en la parte más externa, a unos 5-6 km en las cercanías con las Zonas Internas Béticas (cf. fig. 4.10). Con fines a la modelización de la resistencia de la corteza se considerará que una profundidad de 5 km es representativa en ambos bloques del espesor de la cobertera sedimentaria.

Los litotipos escogidos para representar la composición de cada una de las capas corticales en estos bloques se presentan en la **Tabla 4.2**. La composición de la cobertera sedimentaria es de marcado carácter carbonático (e.g.: margas, calizas, dolomías), con la importante excepción de los materiales evaporíticos del Triásico (Keuper), localizados en la zona de contacto con el basamento hercínico. De acuerdo con esta composición los litotipos escogidos para representar la resistencia de la cobertera han sido el de la caliza de "Solenhofen" para los primeros 4 km y la "rocksalt" de "Avery Island" para el último km (cf. Carter y Tsenn, 1987).

	BLOQUE PREBÉTICO			BLOQUE VALENCIANO	
Capas	Profundidades (km)	Espesores (km)	V_P (km/s)	Profundidades (km)	Espesores (km)
Cobertera Sedimentaria	0 – 5	5	5,4	0 – 5	5
Corteza Superior	5 – 15	10	6,0	5 – 15	10
Corteza Intermedia	15 – 25	10	6,4	15 – 25	10
Corteza Inferior	25 – 35	10	6,8	–	0
Manto Subcrustal	> 35	–	8,2	7,7 > 25	–

Tabla 4.1. Estructura tipo de la corteza en el Bloque Prebético (después de Banda et al., 1993) y en el Bloque Valenciano (después de Banda et al., 1980b y Zeyen et al., 1985).

La composición de la corteza en estos bloques es la misma que la reconocida en el Macizo Hespérico, básicamente una corteza típica de margen continental pasivo. Es decir, una corteza superior de composición fuertemente silícea que evoluciona en profundidad, con el aumento de la temperatura y presión, hacia una composición más félsica y finalmente máfica. La corteza superior está constituida fundamentalmente por rocas metamórficas de bajo grado (e.g.: cuarcitas, pizarras) con abundantes intrusiones, más o menos extensas, de plutones graníticos. Los litotipos que se suelen emplear en la construcción de perfiles de resistencia para modelizar la corteza superior son el granito y la cuarcita. Ambos litotipos no presentan importantes diferencias en cuanto a su resistencia en el dominio frágil. Sin embargo, la diferente producción radiogénica de calor que puede atribuirse en cada uno de ellos (mayor en el granito) produce importantes diferencias en cuanto a la resistencia total de la corteza, como se discute en el apartado siguiente. Para representar la resistencia de la corteza superior se empleará el litotipo del granito de "Westerly" y, para la corteza intermedia, el de la cuarzodiorita (cf. Carter y Tsenn, 1987).

Capas		Litotipo	A ($MPa^{-n} s^{-1}$)	E (kJ/mol)	n	Densidad (kg/m^3)
Cobertera Sedimentaria		Caliza*	$2{,}0 \cdot 10^{4}$	213	1,7	2600
		Rocksalt*	$7{,}9 \cdot 10^{-4}$	66,5	4,5	
Corteza Superior		Granito*	$2{,}0 \cdot 10^{-6}$	186,5	3,3	2700
Corteza Intermedia		Cuarzodiorita+	$1{,}30 \cdot 10^{-3}$	219,0	2,4	2800
Corteza Inferior		Granulita félsica^	$8{,}0 \cdot 10^{-3}$	243,0	3,1	2900
Manto Subcrustal	Prebético	Peridotita+	$2{,}5 \cdot 10^{4}$	532,0	3,5	3200
	Valenciano	Peridotita Wet+	$2{,}0 \cdot 10^{3}$	471,0	4,0	

Tabla 4.2. Litotipos reológicos empleados en la construcción de los perfiles de resistencia de los bloques Prebético y Valenciano. Se indica el valor de los parámetros de resistencia en el régimen dúctil y la densidad. Datos de resistencia dúctil tomados de (*) Carter y Tsenn (1987), (^) Wilks y Carter (1990) y (+) Ranalli (1997). A, parámetro de Dorn; E, energía de activación; n, exponente de esfuerzo.

La litología de la corteza inferior continental se suele modelizar considerando un litotipo máfico (e.g.: diabasa). Sin embargo, la corteza inferior hercínica debe presentar un carácter más félsico que máfico, de acuerdo con estudios sobre la composición de xenolitos (Villaseca et al.,

1999). De este modo, también puede explicarse la relativa baja velocidad de las ondas sísmicas interpretada por la sísmica de refracción para la corteza inferior (V_P=6,8) (Banda et al., 1993), sensiblemente menor de la que cabría de esperar en una corteza inferior de composición predominantemente máfica (V_P>7,0) (e.g.: Wang, 2001). El litotipo escogido para representar la corteza inferior es la granulita félsica de "Adirondack" (cf. Wilks y Carter, 1990).

Finalmente, el litotipo escogido para representar el manto es la peridotita. En el caso del Bloque Valenciano, dada la baja V_P que presenta el manto subcrustal, se empleará un litotipo "húmedo" para representar los posibles efectos de la fusión parcial motivados por el adelgazamiento cortical y el aumento del flujo térmico que tiene lugar hacia el interior del Surco Valenciano.

4.5.2. Estructura térmica y geoterma

Los valores de conductividad térmica y producción radiogénica adoptados para cada una de las capas de la corteza se presentan en la **Tabla 4.3**. Estos datos se corresponden con valores comúnmente adoptados en la literatura para los litotipos y profundidades corticales definidas en el apartado anterior. Constituye una excepción la conductividad de la capa de cobertera sedimentaria, caracterizada por una composición fundamentalmente carbonática, cuyo valor ha sido estimado del trabajo de Fernández et al. (1998). Así mismo, también a partir de este trabajo, y por comparación con medidas en muestras de litotipos semejantes de la parte sur del Macizo Hespérico, se ha estimado la producción de calor radiogénico de la corteza superior e intermedia en conjunto. Teniendo en cuenta la mayor concentración de radioelementos en un litotipo de granito frente a uno de cuarzodiorita se asume que aproximadamente el 70% del calor procede de la corteza superior.

Capas	Conductividad térmica (W/mK)	Producción Calorífica (W/m^3)
Cobertera Sedimentaria	3,30	0
Corteza Superior	2,50	$2,7 \cdot 10^{-6}$ / $1,7 \cdot 10^{-6}$
Corteza Intermedia		$1,0 \cdot 10^{-6}$
Corteza Inferior	2,10	$0,8 \cdot 10^{-6}$
Manto Subcrustal	3,40	0

Tabla 4.3. Valores de conductividad térmica y producción calorífica empleados en la construcción de la geoterma de los bloques Prebético y Valenciano. Explicaciones en el texto.

Los datos de flujo térmico disponibles a lo largo de estos dos bloques son bastante escasos y dispersos, variando entre 70 y 60 m/Wm^2 (cf. fig. 4.9). En este trabajo se admitirán valores de 65 y 70 m/Wm^2 como representativos del Bloque Prebético y Valenciano, respectivamente. Considerando estos datos se han construido las geotermas de cada bloque cortical (cf. 4.2.2) (**Fig. 4.14**).

El Bloque Valenciano presenta un gradiente geotérmico promedio de la corteza superior mayor que el del Bloque Prebético, en coherencia con el mayor espesor cortical y menor flujo térmico que presenta este último bloque (**Tabla 4.4**). Así mismo, la temperatura de inicio de la deformación dúctil en el cuarzo y en el feldespato se alcanza a profundidades menores en el Bloque Valenciano que en el Prebético.

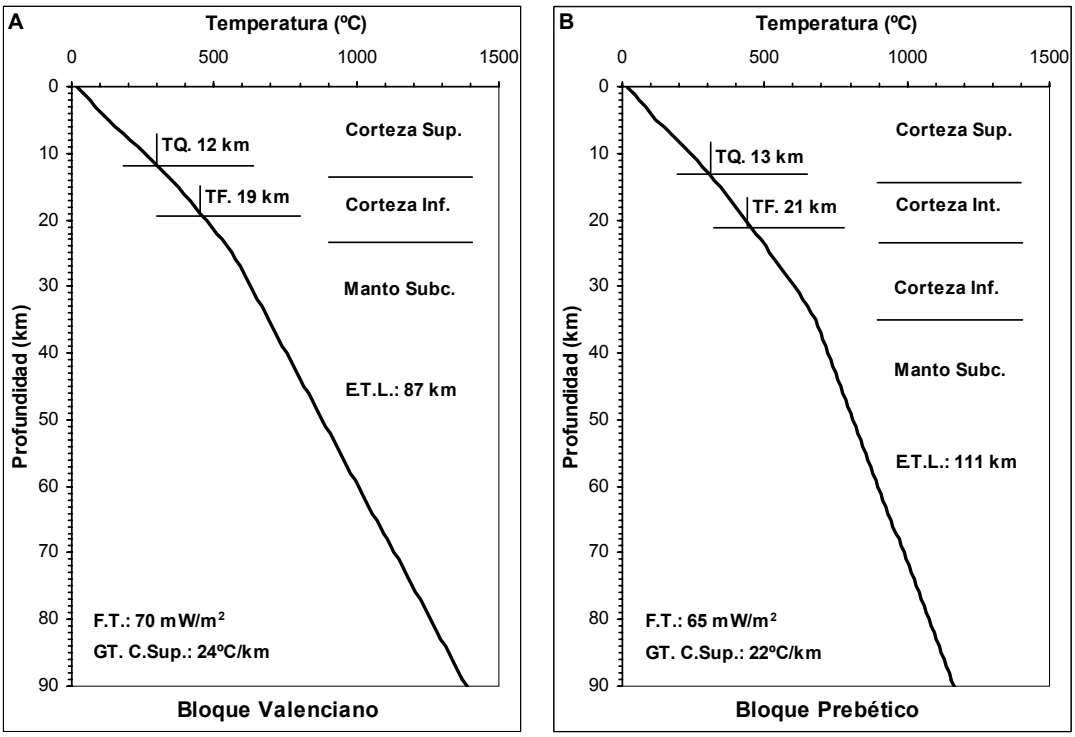


Figura 4.14. A. y B. Geotermas calculadas en los bloques Valenciano y Prebético. F.T.: Flujo térmico en superficie; GT.: Gradiente geotérmico de la corteza superior; TQ. y TF.: Profundidad a la cual se alcanza la temperatura de inicio de mecanismos de deformación dúctiles en el cuarzo y feldespato, respectivamente; E.T.L.: Espesor Térmico de la Litosfera.

Bloque	Gradiente geotérmico (ºC/km)	Profundidad T=300ºC (km)	Profundidad T=450ºC (km)
Valenciano	24	12	19
Prebético	22	13	21

Tabla 4.4. Gradiente geotérmico en la corteza superior e isobatas de las temperaturas de inicio de la ductilidad en el cuarzo (300ºC) y en el feldespato (450ºC) en los bloques Prebético y Valenciano.

4.5.3. Análisis del perfil de resistencia de la corteza

El perfil de resistencia de la cobertera y corteza superior de los bloques Valenciano y Prebético es prácticamente idéntico (**Fig. 4.15a,b**). La base de la cobertera, en consonancia con la localización de los materiales evaporíticos del Keuper, queda marcada de modo muy evidente como una zona de resistencia prácticamente nula y, por tanto, como un nivel de despegue tectónico de primer orden. El pico de resistencia de la corteza superior se alcanza a la misma profundidad en ambos bloques y la resistencia total de ésta es, así mismo, prácticamente idéntica (**Tabla 4.5**).

El paso a la corteza intermedia del Bloque Prebético, y corteza inferior del Bloque Valenciano, viene marcado en ambos casos por un repunte de la resistencia dúctil, ligeramente más fuerte en el primer caso (**Fig. 4.15c**). Destaca la perdida total de resistencia de la corteza inferior del Bloque Prebético desde su inicio, a los 25 km de profundidad. El acoplamiento entre la corteza y el manto es por tanto mucho más débil en el Bloque Prebético que en el Valenciano. La resistencia del manto, a pesar de encontrarse a diferentes profundidades, es muy similar en ambos bloques. Este hecho determina finalmente que la resistencia total de la

litosfera en ambos bloques sea del mismo orden. El espesor mecánico de la litosfera del Bloque Prebético se estima en 82 km, en contraste con los 60 km del Bloque Valenciano.

Bloque	Pico de Resistencia (MPa)	Profundidad del Pico de Resistencia (km)	Resistencia Total de la Corteza Superior (N/m)
Valenciano	$1{,}38 \cdot 10^2$	11	$1{,}15 \cdot 10^{12}$
Prebético	$1{,}38 \cdot 10^2$	11	$1{,}26 \cdot 10^{12}$

Tabla 4.5. Valor del máximo de resistencia de la corteza superior, profundidad del mismo y resistencia total de la corteza superior, incluyendo la cobertera, en los bloques Valenciano y Prebético. Ambos valores hacen referencia a la resistencia a tensión.

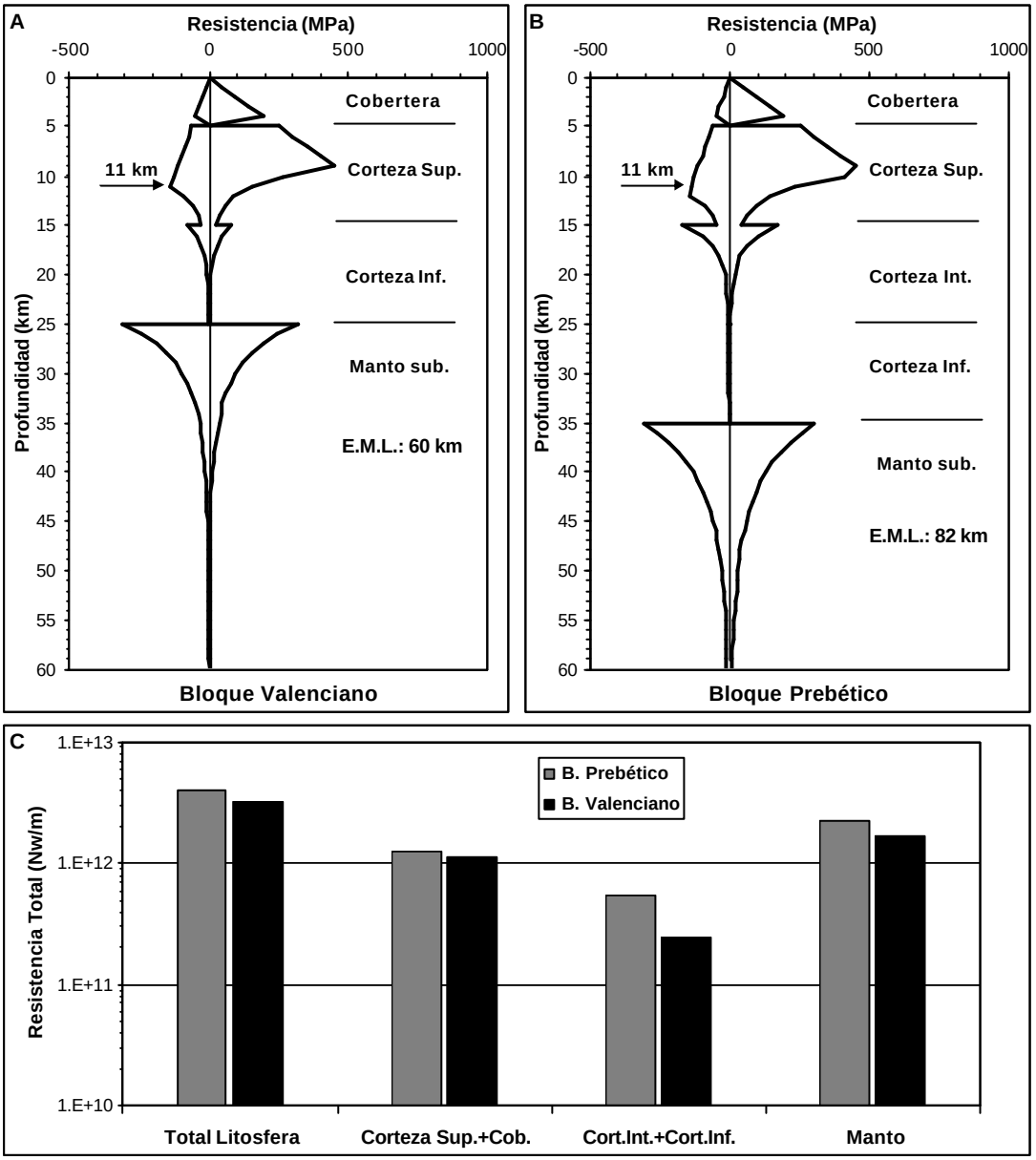


Figura 4.15. Perfiles reológicos de los bloques A)Valenciano y B) Prebético. E.M.L.: Espesor Mecánico de la Litosfera; C) Comparación entre las resistencias totales de las capas que forman la litosfera en ambos bloques.

4.5.4. Análisis geológico profundo

4.5.4.1. Marco tectónico

La estructura tectónica de los bloques Valenciano y Prebético es consecuencia de dos fases fundamentales. La primera hace referencia a las etapas de compresión y desgarre que tuvieron lugar en relación con el empuje de las Zonas Internas Béticas desde aproximadamente los inicios del Neógeno hasta el Tortoniense. La estructura tectónica de esta etapa es el resultado de una tectónica de piel fina, fuertemente controlada por las variaciones de espesor y competencia de la cobertera sedimentaria, y del juego de accidentes de basamento heredados de la formación del margen de Iberia. Durante esta etapa los materiales evaporíticos del techo del basamento (Keuper) jugaron un papel fundamental durante el plegamiento de la cobertera actuando como nivel de despegue de los cabalgamientos. Durante la etapa de desgarre posterior (Serravaliense), las zonas de falla de los cabalgamientos favorecieron la localización y el desarrollo de fallas de desgarre.

Aproximadamente desde comienzos del Tortoniense en adelante tiene lugar una etapa extensional relacionada con el cese de las compresiones béticas y el reinicio de los procesos de rifting del Surco Valenciano (De Ruig, 1992; Beek y Cloething, 1992). La estructura y resistencia de la corteza analizada aquí se corresponde con esta etapa. En este periodo tiene lugar un levantamiento generalizado de toda la zona acompañado del desarrollo de varios sistemas de fallas de componente normal y de desgarre que modifican la estructura anterior y producen la formación nuevas cuencas (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). En los siguientes apartados se discute con mayor detalle la geometría profunda de las grandes fallas y sistemas de fallas del interior de los bloques.

4.5.4.2. Fracturación interna

En el interior de ambos bloques se reconocen cuatro grandes grupos de sistemas de fallas: N-S (de NNW-SSE a NNE-SSW), NW-SE, NE-SW y ENE-WSW (cf. tabla 3.11). El buzamiento de estas fallas puede considerarse que varía entre 60º y 90º, dado el funcionamiento predominantemente normal o con fuerte componente direccional que han tenido desde el Tortoniense, así como por las deformaciones reconocidas en campo (cf. aptdos. 3.4.2 al 3.6.2 y 3.10.2). Las longitudes máximas de la traza en superficie de estas fallas varía entre 15-20 y 5-10 km para el bloque Valenciano y Prebético, respectivamente. La gran mayoría de estas fallas deben enraizarse en profundidad a favor del nivel de despegue de la base de la cobertera (cf. fig. 4.15a,b). Sin embargo, algunas de ellas, especialmente las de mayor longitud, deben penetrar por el interior de la corteza superior a favor de fallas heredadas del basamento.

En el interior de los bloques Valenciano y Prebético, destaca la presencia de las grandes fallas de Socovos-Calasparra y Jumilla. Estas fallas se discuten a continuación.

4.5.4.3. Falla de Socovos-Calasparra

De acuerdo con la interpretación más extendida en la literatura la Falla de Socovos-Calasparra se formó a favor de una discontinuidad NW-SE heredada en el zócalo hercínico (Álvaro et al., 1975). Esta interpretación se sustenta además en la observación de fallas hercínicas de igual dirección en el Campo de Montiel (Rincón y Vegas, 1996), la escasa profundidad que presenta el basamento en esta zona (1-2 km) (I.G.M.E., 1987) y la atípica dirección que presenta esta falla en relación con la directriz bética ENE-WSW. La localización en las cercanías de la traza de falla de afloramientos de rocas volcánicas ultrabásicas (lamproítas) permite hipotetizar sobre la posible profundidad mantélica de esta falla. Sin embargo, la ausencia de información geofísica profunda no permite validar totalmente esta

hipótesis. En cualquier caso, la Falla de Socovos-Calasparra debe alcanzar profundidades de corteza superior y posiblemente de corteza inferior. El buzamiento de esta falla debe ser subvertical, dado el funcionamiento predominantemente direccional de que ha tenido durante la mayor parte del Neógeno (cf. 3.6.1 y 3.6.4).

4.5.4.4. Falla de Jumilla (Sectores Murcia y Valencia)

La Falla de Jumilla ha sido interpretada en varios trabajos como un accidente de basamento heredado de la época de formación de la plataforma marina (e.g.: Rodríguez-Estrella, 1977; I.G.M.E., 1981) (cf. 3.9.3 y 3.10.3). Constituye el comienzo del importante incremento en la profundidad que experimenta el techo del basamento hacia el interior de la Cadena Bética. Algunos autores, basándose en la existencia de materiales volcánicos de origen mantélico a lo largo de la traza de falla, así como por el importante gradiente gravimétrico positivo localizado subparalelo a ella, consideran que la Falla de Jumilla representa una falla mantélica (e.g.: Castaño-Fernández et al., 1996). Sin embargo, la información geofísica profunda disponible, perfiles sísmicos realizados en zonas relativamente cercanas (Banda et al., 1993; Zeyen et al., 1985) y modelizaciones de la gravedad (Beek y Cloething, 1992), no interpretan en esta zona ningún salto o contraste de propiedades corticales de envergadura que pudiera coincidir con esta falla. En cualquier caso, la Falla de Jumilla debe alcanzar profundidades de corteza superior y posiblemente de corteza inferior. Se asumirá en este trabajo un buzamiento subvertical.

4.5.4.5. Accidente del Vinalopó-Almansa

La zona de contacto entre los bloques Valenciano y Prebético está constituida en superficie por la alineación de la Fosa de Ayora-Almansa y la Depresión del Vinalopó. La formación de ambas depresiones ha sido interpretada como la respuesta en superficie al juego de accidentes de basamento durante la sedimentación de la plataforma marina mesozoica en el margen de Iberia (e.g.: Rodríguez Estrella, 1977). En el interior de ellas, y a largo de su traza, se localizan numerosos diapiros, y, en el extremo norte de la Fosa de Ayora-Almansa, depósitos volcánicos de edad 2,2 ma (Sánchez Ridruejo y López Marinas, 1975). Por otra parte, la traza en superficie de estas depresiones marca aproximadamente el inicio del fuerte gradiente gravimétrico hacia el interior del Surco Valenciano y el importante adelgazamiento de la corteza (~10 km) que tiene lugar desde el Bloque Prebético.

El Accidente del Vinalopó-Almansa representa por tanto una discontinuidad de profundidad mantélica. Sin embargo, la estructura tectónica que se reconoce en superficie, formada por corredores de pequeñas fallas normales NW-SE y N-S de longitudes máximas entre 5 y 10 km (cf. aptdos. 3.4.4 y 3.10.4), no es indicativa de la existencia en profundidad de una falla singular, sino más bien de una zona de debilidad o de transición. Las fallas identificadas en superficie deben alcanzar profundidades máximas de cobertera o de corteza superior, si se considera que alguna de ellas puede ser continuación de fallas heredadas en el basamento hercínico. Su buzamiento debe ser del mismo orden que el estimado para la fracturación interna.

4.5.4.6. Falla de Crevillente (Sector Alicante y prolongación submarina)

La Falla de Crevillente (Sector Alicante) constituye el límite entre el Dominio Cortical Ibérico (bloques Prebético y Valenciano) con el Dominio Cortical Bético (Cartagena). Como se ha visto en apartados anteriores, la estructura, espesor y composición de la corteza en ambos dominios presenta importantes diferencias (cf. 4.3). La Falla de Crevillente, por tanto, representa una discontinuidad de profundidad al menos mantélica. Por otra parte, la Falla de Crevillente ha sido interpretada como la articulación del levantamiento diferencial del Prebético

de Alicante, al norte, respecto de la Vega Baja del Segura, al sur, desde finales del Neógeno hasta entrado el Cuaternario (e.g.: Goy y Zazo, 1989; Soria et al., 2001). De acuerdo con el funcionamiento predominantemente direccional de esta falla durante la mayor parte del Neógeno, su buzamiento en profundidad debe ser subvertical.

4.5.5. Análisis sismotectónico profundo

4.5.5.1. Distribución de la sismicidad con la profundidad

En ambos bloques la distribución de la sismicidad con la profundidad es bastante similar hasta la isobata de 11 km (**Fig. 4.16a,b**). En ambos bloques se identifica un máximo de frecuencia en el rango de profundidades 4-6 km y otro en el 9-11 km. El primero coincide a grandes rasgos con la profundidad del máximo de resistencia de la base de la cobertera sedimentaria, y el segundo con el pico de resistencia de la corteza superior frágil.

La diferencia más importante entre ambos histogramas es que la localización del 90% de la sismicidad en el Bloque Valenciano no coincide con la profundidad del máximo de resistencia en la corteza frágil, sino que se localiza a una profundidad de 16 km, en coincidencia con la localización de un máximo relativo en el rango 14-17 km (21%). Esta particular distribución señala la posibilidad de que en el interior del Bloque Valenciano se localicen fallas cuya profundidad máxima frágil pueda coincidir con el repunte de resistencia dúctil que tiene lugar en el paso de la corteza superior a la inferior (15 km). En el Bloque Prebético también se registra sismicidad en este rango de profundidades, aunque con una frecuencia bastante menor (9%).

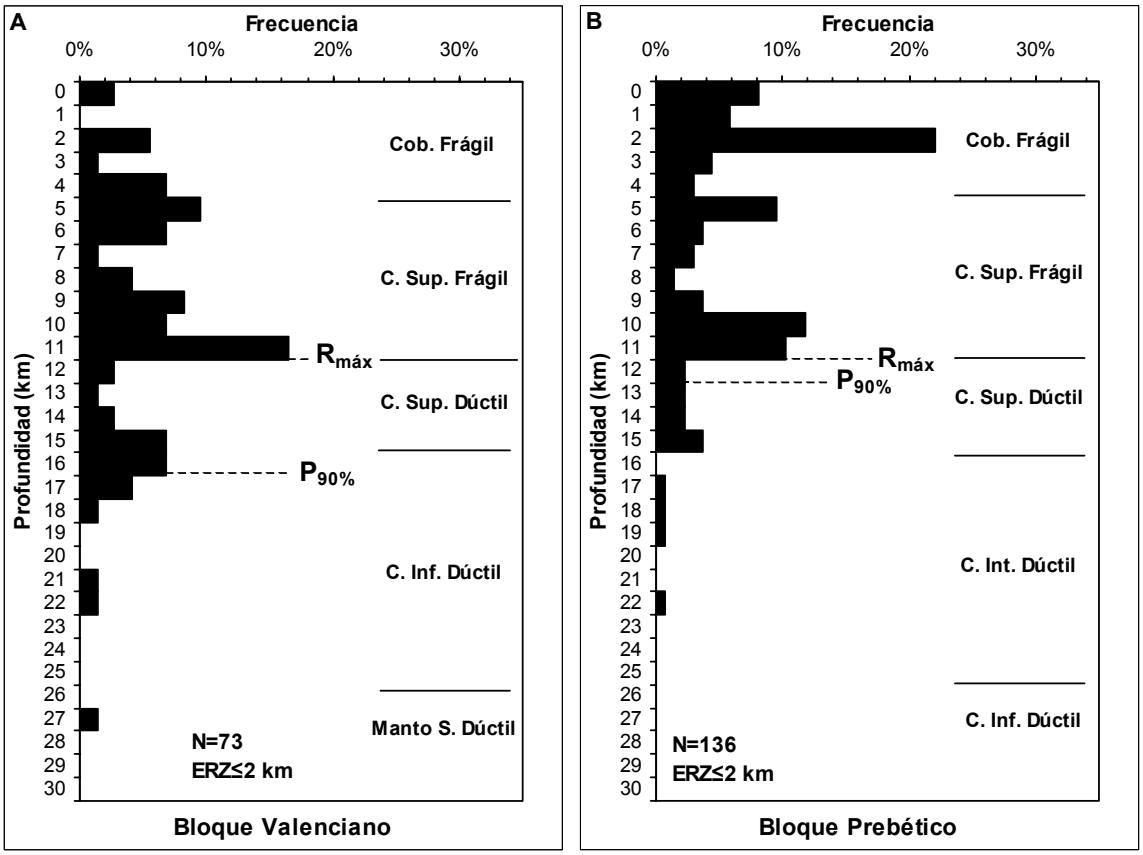


Figura 4.16. Histograma de la frecuencia relativa del número de eventos sísmicos con la profundidad en los bloques A) Valenciano y B) Prebético. El error de localización vertical de la sismicidad es menor o igual a 2 km. $P_{90\%}$: Percentil 90; $R_{máx}$: Pico de resistencia de la corteza superior.

4.5.5.2. Distribución espacial: elección de rangos de profundidad y muestra

El estudio sismotectónico de la distribución espacial de los focos se realizará de acuerdo a los rangos de profundidades que se muestran en la **Tabla 4.6**. Además, se empleará una muestra de sismos compuesta por eventos con errores de localización de hasta 5 km, ya que su distribución con la profundidad no presenta diferencias significativas respecto a la muestra estudiada en el apartado anterior (erz≤2 km).

			Sismicidad			
			B. Valenciano		B. Prebético	
Rango (km)	Posición Cortical	Reología	erz≤2	erz≤5	erz≤2	erz≤5
0 – 11	Corteza Superior	Frágil	70%	73%	87%	86%
12 – 15		Dúctil	14%	12%	10%	10%
16 – 25	Cort. Inferior (B.V.) Cort. Intermedia (B.P.)	Dúctil	15%	14%	3%	4%
>25	Manto Subc. (B.V.) Cort. Inf. y Manto (B.P.)	Dúctil	1%	2%	0%	0%

Tabla 4.6. Rangos de profundidades empleados para el estudio sismotectónico de la distribución espacial de los focos en los bloques de Valenciano (B.V.) y Prebético (B.P.), con indicación de la posición cortical, reología y frecuencia relativa de la ocurrencia de eventos. La distribución de eventos con erz≤5 km es muy similar a la de eventos con erz≤2 km en ambos bloques. erz, error de localización vertical.

4.5.5.3. Distribución por el interior del Bloque Valenciano

La sismicidad del interior de la corteza frágil (0-11 km) se distribuye de modo bastante uniforme a lo largo de las dos zonas ME que comprenden la superficie del Bloque Valenciano (Prebético de Alicante y Dominio Valenciano) (**Fig. 4.17**). Destaca, sin embargo, una importante fracción de eventos localizados en la corteza superior dúctil (12-15 km) y corteza inferior (16-25 km). Estos eventos, se distribuyen preferentemente por los bordes norte, sur, oeste y por el centro del bloque, en coincidencia con la localización de grandes fallas y accidentes profundos. Destaca, así mismo, una importante representación de este rango de profundidades por la parte interior de la mitad norte y sur del bloque.

En el análisis sismotectónico de superficie de la Zona ME del Dominio Valenciano se identificó la Serie Sísmica de Buñol de 1991 y las agrupaciónes sísmicas de Buñol y Valencia (cf. fig. 3.7 y aptdo. 3.4.5). La Serie de Buñol 1991, aunque estrictamente se localiza fuera de los límites del bloque Valenciano, resulta muy interesante de estudiar dada la excelente localización que presentan las réplicas. Esta serie está compuesta por 8 eventos (2,4≤m≥3,3) localizados entre los 2 y 5 km de profundidad (erz≤2 km), y su ocurrencia está claramente relacionada con una falla del sistema NW-SE de la Cordillera Ibérica. Aunque la profundidad de estos sismos es bastante somera, la continuidad de la falla puede interpretarse hasta profundidades corticales, dada la localización de sismos con profundidades de hasta 10 km en la Agrupación de Buñol, donde se enmarca la serie. La Agrupación de Valencia, interpretada como una zona de interacción dinámica entre el Accidente del Júcar y fallas del sistema NW-SE, coincide con la localización de sismos con profundidades de 15, 18 y 17 km. Esta observación evidencia el carácter profundo de este accidente.

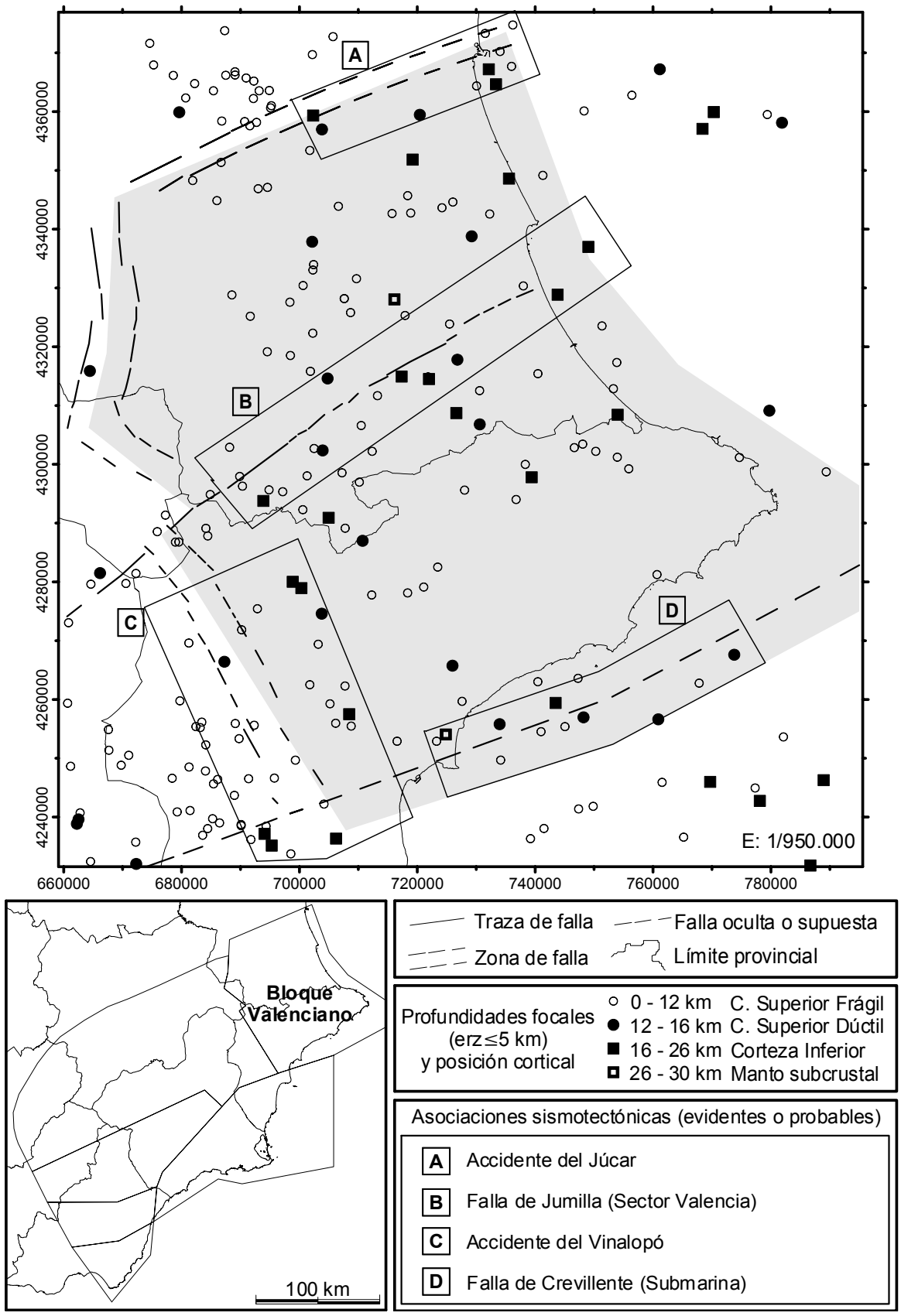


Figura 4.17. Representación de la profundidad focal de la sismicidad y de las principales zonas de falla en el Bloque Valenciano. El área ocupada por el bloque se muestra en sombreado. Nótese la correspondencia existente entre los rangos de profundidades focales y la capa cortical que comprenden dentro del bloque. Se señalan las asociaciones sismotectónicas deducidas.

En el caso de la Zona ME del Prebético de Alicante (aptdo. 3.10.7) se identificaron 4 series sísmicas que presentaban relaciones claras con fallas de los sistemas ENE-WSW (Ontinyent 1994) y NW-SE (Elda 2001, Aspe 1999 y Pego 2001) (cf. fig. 3.19). En la Serie de Ontinyent 1994 sólo el evento principal (m=3,2) tiene la profundidad calculada (8 km, erz=3). En la Serie de Elda 2001 los 5 eventos que la componen (2,0≤m≥2,9) tienen calculada la profundidad (2, 4 y 7 km), pero solamente uno tiene el erz calculado (4 km). La Serie de Aspe 1999 está compuesta tan sólo por 3 eventos (2,7≤m≥3,6) localizados a 9, 4 y 6 km de profundidad, con errores de 2 y 3 km. Finalmente, el sismo principal de la Serie de Pego 2001 (m=4,3) está localizado a 6 km de profundidad (erz=3 km). El resto de los 14 eventos que componen la serie presentan errores mayores o iguales. Si bien la réplica más profunda con erz≤5km se localiza a 6 km, otras réplicas, con errores mayores, llegan a localizarse hasta los 14 km.

Además de estas series, también fueron identificadas en la Zona ME del Prebético de Alicante varias agrupaciones sísmicas (e.g.: Alcoy, Jijona, Cabo de la Nao) de las que no se puede deducir ninguna relación con la actividad sísmica en profundidad, ya sea por que están compuestas mayoritariamente por concentraciones de sismos históricos o por eventos registrados con anterioridad a 1985 y por tanto con una mala localización. Las agrupaciones de Alicante y Elche son estudiadas en el apartado 4.5.5.8 de la Falla de Crevillente (Sector Alicante).

A partir de las observaciones expuestas en los párrafos anteriores se puede deducir que parte de las series sísmicas identificadas tuvieron su origen en roturas a profundidades de cobertera (0-4 km) (Aspe 1999 y Elda 2001). Así como otras series debieron producirse en fallas que alcanzan profundidades de corteza superior frágil (≤11 km) (Buñol 1991, Pego 2001 y Onteniente 1994). Dado que por el interior del bloque se localizan con relativa frecuencia eventos a profundidades de corteza superior dúctil (12-15 km), aparentemente sin relación con la Falla de Jumilla ni con ninguna otra gran falla o accidente, debe admitirse que la fracturación interna del Bloque Valenciano podría alcanzar tales profundidades.

4.5.5.4. Distribución por el interior del Bloque Prebético

La sismicidad de la corteza superior frágil (0-11 km) se distribuye mayoritariamente en las zonas ME del Arco de Cazorla y Prebético de Murcia (**Fig. 4.18**). La sismicidad de corteza superior dúctil (12-15 km) y corteza intermedia (16-25 km) se concentra preferentemente en la zona ME del Prebético de Murcia y en las proximidades de grandes fallas (e.g.: Crevillente, Jumilla, Socovos-Calasparra).

Dentro de las diferentes agrupaciones sísmicas identificadas en el análisis sismotectónico de superficie del interior las zonas ME del Arco de Alcaraz y Prebético de Albacete solamente presenta una buena localización profunda la Agrupación de Tobarra (cf. fig. 3.9 y aptdo. 3.5.5). La mayoría de los eventos (6/9) que componen esta agrupación (m<3,5) se localizan a profundidades entre 10 y 12 km y el resto en los primeros 5 km. La ocurrencia de esta sismicidad se relacionó tentativamente con la actividad de fallas del sistema ENE-WSW. En las zonas ME del Arco de Cazorla y Prebético de Murcia se reconocen varias agrupaciones y series sísmicas bien localizadas (cf. figs. 3.13 y 3.17). En el primer caso destacan las series de Huéscar 1997 y Sur de Nerpio 2001 (aptdo. 3.7.5). La Serie de Huéscar 1997 está compuesta por 10 eventos (2,4≤m≥2,8) localizados preferentemente en los primeros 2 km (6/10) y alcanza hasta los 7 km de profundidad. Esta serie se localiza en el interior de la agrupación del mismo nombre y, así mismo, toda la sismicidad se localiza por encima de los 7 km. En su interior destacan tres sismos con 3,5≤m≥4,0 localizados a 1 y 5 km de profundidad (erz=2 km), el sismo de mayor magnitud está localizado a 5 km. La ocurrencia de esta agrupación y serie se atribuyó a la actividad de fallas de los sistemas NW-SE y ENE-WSW.

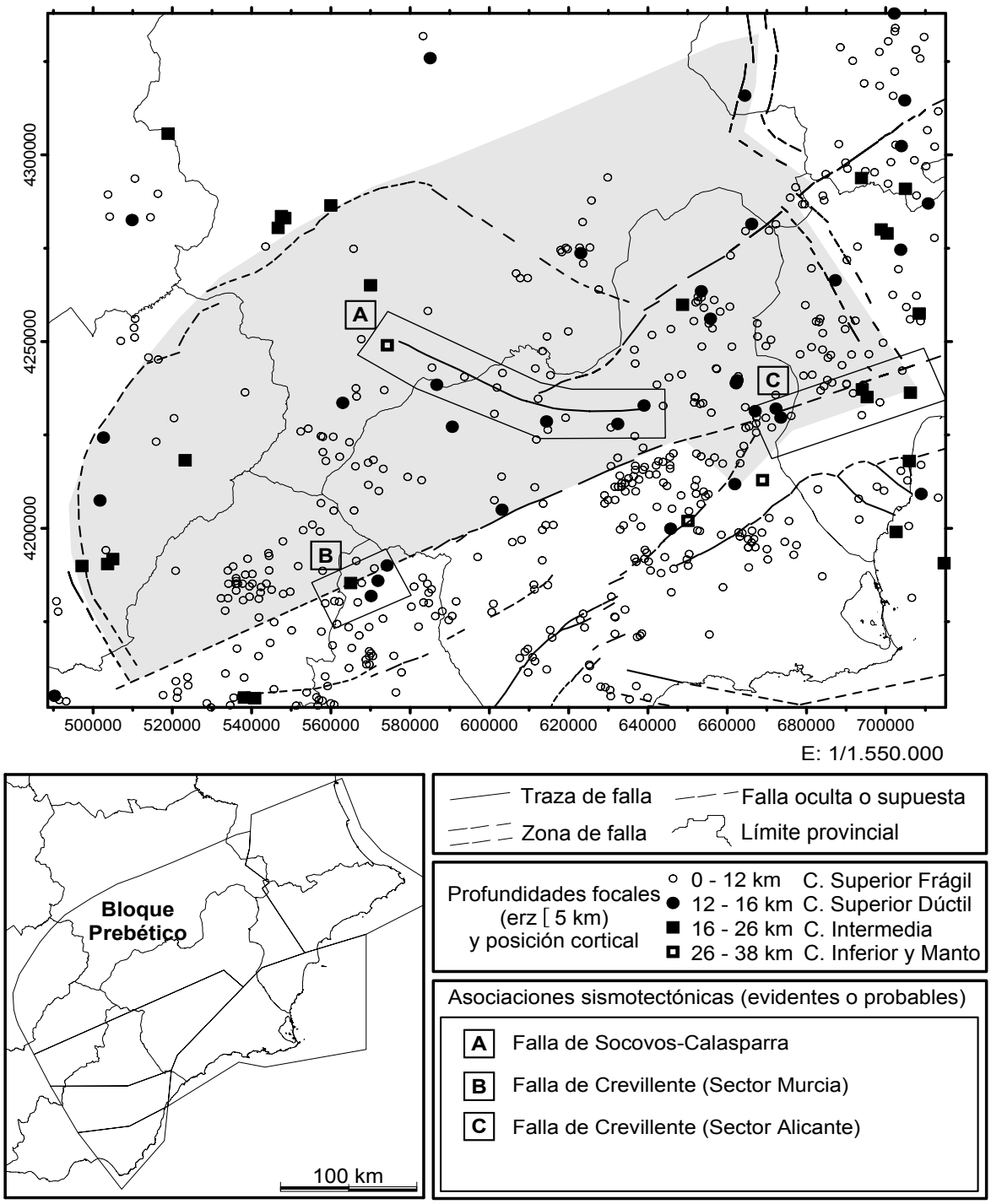


Figura 4.18. Representación de la profundidad focal de la sismicidad y de las principales zonas de falla en el Bloque Prebético. El área ocupada por el bloque se muestra en sombreado. Nótese la correspondencia existente entre los rangos de profundidades focales y la capa cortical que comprenden dentro del bloque. Se señalan las asociaciones sismotectónicas deducidas.

Los eventos de la Agrupación de Nerpio están localizados predominantemente en los primeros 4 km de profundidad (9/15) y, a diferencia de la anterior serie, tres eventos tienen el foco a 10 y 11 km. Los eventos de la Serie Sísmica del Sur de Nerpio 2001 ($1{,}3 \leq m \geq 3{,}7$) presentan en general una localización de baja calidad, el sismo principal está localizado en superficie (erz desconocido). La ocurrencia de esta sismicidad se relacionó principalmente con la actividad de fallas del sistema NW-SE. Finalmente, es destacable señalar la profundidad los dos únicos eventos bien localizados de la Agrupación de Ceheguín (m=3,6 y 3,8), 3 y 2 km.

En el área correspondiente a la Zona ME del Prebético de Murcia hay que destacar por su buena localización focal los eventos que componen las series del Este de Cieza 1998 y Alcantarilla 1995 (cf. fig. 3.17 y aptdo. 3.9.6). La primera está compuesta por cuatro eventos (1,9≤m≥2,6) localizados en los 4, 5 y 10 km de profundidad, y está relacionada con la actividad de una falla NW-SE. La Serie de Alcantarilla 1995 (2,4≤m≥4,1) presenta cuatro eventos bien localizados (erz≤3 km) a profundidades de 2, 3 y 9 km; el foco del evento principal se localiza a 2 km. La ocurrencia de esta serie se ha relacionado con la actividad de fallas del sistema NW-SE y/o N-S. Finalmente, merece destacarse la profundidad del foco de los dos únicos eventos bien localizados de la Serie de El Pino de 2001 (m=2,9 y 2,7), 10 y 11 km.

El estudio de la profundidad focal de los eventos que componen las diferentes series y agrupaciones sísmicas expuestas más arriba pone de manifiesto que la mayoría de ellas fueron producidas por roturas en fallas a profundidades de cobertera (0-4 km). Destacan, sin embargo, algunas series sísmicas que debieron producirse por fallas cuya profundidad máxima debe situarse dentro la corteza superior frágil (≤11 km) (e.g.: agrupaciones de Tobarra y Nerpio, Serie de El Pino 2001).

4.5.5.5. Falla de Socovos-Calasparra

A lo largo de la Zona de Falla de Socovos-Calasparra y a distancias de hasta 6 km de la traza de falla principal, se localizan cuatro eventos (2,0≤m≥2,9, erz≤3km) de profundidades 13, 14, 15 y 27 km (**Fig. 4.18**). Las tres primeras profundidades se localizan a la base de la corteza superior y coincidiendo con el inicio de la corteza intermedia, y el sismo de 27 km con la corteza inferior del Bloque Prebético.

En el análisis sismotectónico de superficie se puso de manifiesto la probable relación entre la sismicidad situada en las cercanías de la Zona de Falla de Socovos-Calasparra (Agrupación de Socovos-Calasparra, aptdo. 3.6.5) y la propia Falla de Socovos-Calasparra. Sin embargo, la actividad sísmica de esta falla queda ahora claramente evidenciada si se tiene en cuenta que es la única fractura en la zona que puede alcanzar profundidades de corteza inferior.

4.5.5.6. Falla de Jumilla (Sectores Murcia y Valencia)

A lo largo de la Zona de Falla de Jumilla se pueden reconocer focos a profundidades mayores de la corteza superior frágil (>11 km) (**Figs. 4.17** y **4.18**). Este fenómeno se observa de modo muy evidente en el Sector Valencia, donde a una distancia de unos 5 km de la traza de falla principal se localizan 8 sismos (m<3,5) en el rango 12-24 km. Estos eventos se localizan mayoritariamente (5/8) entre los 15 y 17 km de profundidad, en coincidencia con el paso de la corteza superior dúctil a la corteza inferior del Bloque Valenciano.

En el Sector Murcia de la Falla de Jumilla destaca la profundidad focal de algunos de los eventos (m<3,5) que componen las agrupaciones de Jumilla y Yecla (cf. aptdos. 3.9.6.1 y 3.9.6.2). Concretamente, en la agrupación de Jumilla se localizan dos eventos con profundidades de 15 y 19 km, y en la de Yecla uno de 15 km.

El análisis sismotectónico de superficie realizado en ambos sectores no pudo discernir si la ocurrencia de sismicidad a lo largo de la zona de falla se debía a la Falla de Jumilla o a las frecuentes fallas NW-SE que la cruzan (cf. aptdos. 3.9.6.2 y 3.10.7.2). Independientemente de que la sismicidad de cobertera e incluso corteza superior sea debida a la actividad del sistema NW-SE, la ocurrencia de eventos a profundidades de corteza inferior demuestra la actividad actual de la Falla de Jumilla al menos en el Sector Valencia, donde esta asociación es más evidente.

4.5.5.7. Accidente del Vinalopó-Almansa

La parte norte de la proyección en superficie de este accidente (Fosa de Ayora-Almansa) no presenta apenas sismicidad. En la parte sur, Depresión del Vinalopó, ésta se concentra principalmente en la mitad meridional. En esta parte, el análisis sismotectónico de superficie identificó la ocurrencia de una pequeña serie sísmica ($2,7 \leq m \geq 3,6$) (Serie de Aspe 1999), que presenta una alineación NNW-SSE, en concordancia con la orientación de las fallas de los bordes de la Depresión del Vinalopó (NNW-SSE a NW-SE). Dos de los eventos presentan una buena localización del foco, 9 y 6 km.

Por otra parte, tomando una distancia de hasta 15 km desde los bordes de la Depresión del Vinalopó se localizan 8 sismos ($m<3,5$) con profundidades focales entre 15 y 21 km (**Fig. 4.17**). De acuerdo con el perfil reológico del Bloque Valenciano, y también con el del Prebético, estas profundidades se corresponden con el pico de resistencia del inicio de la corteza inferior (o intermedia en el caso del Bloque Prebético) y sus primeros km. Esta observación, unida a la amplia dispersión lateral que presenta la localización en superficie de esta sismicidad, refuerzan la interpretación del Accidente del Vinalopó, y por extensión de la Fosa Ayora-Almansa, como una zona de transición de adelgazamiento cortical más que de una falla profunda.

4.5.5.8. Falla de Crevillente (Sector Alicante y prolongación submarina)

A lo largo de la traza oculta de la Falla de Crevillente y a una distancia máxima de ella de unos 4 km se localizan una serie de eventos ($m<3,5$) localizados a profundidades de corteza superior dúctil (12-15 km), corteza inferior (16-25 km) y excepcionalmente mantélicas (>25 km) (**Figs. 4.17** y **4.18**). Estos eventos se sitúan mayoritariamente en la parte submarina, en coincidencia con la localización de la Agrupación de Alicante, en la zona de cruce con la Depresión del Vinalopó (Agrupación de Elche) y en la Cuenca de Fortuna (Agrupación de Fortuna) (cf. aptdos 3.10.7.4 y 3.9.6.4 y figs. 3.19 y 3.17). En el primer caso se identifican 5 eventos con profundidades entre 13 y 16 km y uno de 27 km. En los otros casos se localizan un total 5 eventos con profundidades entre 14 y 19 km.

En el análisis sismotectónico de superficie el estudio de estas agrupaciones no permitió establecer una relación clara con la Falla de Crevillente, ya que otras fallas secundarias de los sistemas NW-SE podían ser responsables de la misma (cf. aptdos. 3.9.6.4 y 3.10.7.4). Sin embargo, la localización de sismicidad a profundidades de corteza inferior a lo largo de la traza de falla evidencia claramente la actividad en profundidad de la Falla de Crevillente en su segmento de Abanilla-Río Vinalopó y en su prolongación submarina.

4.5.6. Resumen y resultados

4.5.6.1. Interior de los bloques

Los perfiles reológicos de los bloques Valenciano y Prebético presentan una forma muy similar hasta la isobata de 25 km, que es la que da paso al manto y a la corteza inferior, respectivamente en cada uno de ellos (fig. 4.15a,b). La resistencia total de la corteza superior es muy similar en los dos bloques (fig. 4.15c). En ambos bloques se distinguen tres picos de resistencia: en la base de la cobertera (4 km), en la corteza superior (11 km) y, al inicio de la corteza inferior del Bloque Valenciano o corteza intermedia del Bloque Prebético (15 km). La profundidad de los dos primeros picos de resistencia es coincidente con concentraciones relativas de la sismicidad, mientras que la del pico de resistencia de la corteza inferior solamente se observa de modo evidente en el Bloque Valenciano. En el Bloque Prebético la localización del percentil 90 coincide aproximadamente con el pico de resistencia de la corteza superior (fig. 4.16b). Por el contrario, en el Bloque Valenciano el percentil 90 se localiza varios

km por debajo de éste, aproximadamente en coincidencia con la profundidad de paso a la corteza inferior (fig. 4.16a). De acuerdo con el análisis sismotectónico realizado la ocurrencia de sismicidad en la corteza frágil (≤11 km) está relacionada, en ambos bloques, con la actividad de los sistemas de fallas del interior. Sin embargo, en el Bloque Valenciano debe admitirse la posibilidad de que algunas de estas fallas puedan alcanzar profundidades del orden de los 15 km. Por tanto, la profundidad máxima de rotura frágil de la fracturación interna se estima en 11 km para el Bloque Prebético y en 15 km para el Bloque Valenciano.

4.5.6.2. Falla de Socovos-Calasparra

La Falla de Socovos-Calasparra es un falla heredada del basamento hercínico que penetra por la corteza superior y posiblemente también por la corteza intermedia del Bloque Prebético. El análisis de la sismicidad en los alrededores de la falla ha puesto de manifiesto la localización de eventos a profundidades de la base dúctil de la corteza superior (12-15 km) y, excepcionalmente, a profundidades de corteza inferior (>25 km) (fig. 4.18). La ocurrencia de esta sismicidad debe atribuirse a la actividad de la Falla de Socovos-Calasparra, ya que es la única fractura en la zona que puede alcanzar tales profundidades.

La profundidad máxima de rotura frágil de la Falla de Socovos-Calasparra debe estimarse, por tanto, en unos 15 km, en coincidencia, además, con el repunte de resistencia que supone el paso a la corteza intermedia en el Bloque Prebético (fig. 4.15b). De acuerdo con la geoterma de este bloque cortical (fig. 4.14b), la temperatura predicha a tal profundidad (344ºC) se sitúa dentro del dominio de deformación semifrágil.

4.5.6.3. Falla de Jumilla (Sector Valencia)

La Falla de Jumilla es una falla heredada del basamento hercínico que penetra por la corteza superior y posiblemente por la corteza inferior del Bloque Valenciano. La actividad sísmica de la Falla de Jumilla solo ha podido ser evidenciada en el Sector Valencia, donde la lo largo de la zona de falla se han identificado numerosos focos localizados a techo de la corteza inferior (15-17 km) y, en menor medida, por el interior de la misma (19-24 km) (fig. 4.17).

La profundidad máxima de rotura frágil en la Falla de Jumilla (Sector Valencia) debe estimarse, por tanto, en unos 15 km, en coincidencia, además, con el repunte de resistencia que supone el paso a la corteza inferior en el Bloque Valenciano (fig. 15a). De acuerdo con la geoterma de este bloque cortical (fig. 14a), la temperatura predicha a tal profundidad (372ºC) se sitúa dentro del dominio de deformación semifrágil.

4.5.6.4. Accidente del Vinalopó-Almansa

El Accidente del Vinalopó-Almansa constituye la representación en superficie de una extensa zona de debilidad cortical que debe alcanzar profundidades mantélicas. La localización de sismicidad a lo largo del accidente tiene lugar fundamentalmente en su parte sur (Depresión del Vinalopó), donde se distribuyen, de modo disperso, algunos focos de profundidades de corteza superior dúctil y corteza inferior (fig. 4.17). La máxima profundidad de rotura frágil de las fallas que conforman este accidente en superficie debe estimarse igual que para la fracturación interna del Bloque Prebético.

4.5.6.5. Falla de Crevillente (Sector Alicante y prolongación submarina)

La Falla de Crevillente constituye una discontinuidad de profundidad al menos mantélica y buzamiento subvertical. A lo largo de su traza de falla se localiza sismicidad a profundidades de corteza superior dúctil (12-15 km), corteza inferior (16-25 km) y excepcionalmente mantélicas (>25 km) (figs. 4.17 y 4.18). La ocurrencia de esta sismicidad debe relacionarse con

la actividad profunda de la falla en su segmento Abanilla-Río Vinalopó y en su prolongación submarina. Es importante señalar que en el Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie (cap.3) la información geológica disponible apuntaba que el tramo submarino de la Falla de Crevillente no presentaba evidencias de deformaciones cuaternarias. Tampoco pudieron establecerse con claridad relaciones sismotectónicas de superficie. Sin embargo, el análisis en profundidad de la sismicidad evidencia ahora claramente la actividad actual de esta falla.

La profundidad máxima de rotura frágil de la Falla de Crevillente (Sector Alicante), tanto en el segmento Abanilla-Río Vinalopó como en el tramo submarino, debe estimarse, por tanto, en unos 15 km, en coincidencia, además, con el repunte de resistencia que supone el paso a la corteza inferior en el Bloque Valenciano (fig. 15a). De acuerdo con la geoterma de este bloque cortical (fig.14a), la temperatura predicha a tal profundidad (372ºC) se sitúa dentro del dominio de deformación semifrágil.

4.6. BLOQUES CENTRAL BÉTICO, SIERRA FILABRES Y ALMERÍA

4.6.1. Estructura y composición de la corteza

La estructura y composición de la corteza en el Dominio Bético se corresponde con la de una corteza de margen continental de colisión. Es decir, una corteza continental caracterizada por frecuentes irregularidades en su estructura y heterogeneidades en su composición. Concretamente, la corteza que forma los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería es de tipo Bético, se estructura en dos capas fundamentales y se caracteriza por presentar una V_P anómalamente baja en la corteza inferior (**Tabla 4.7**). El Bloque Sierra Filabres presenta el mayor espesor cortical interpretado por la sísmica de refracción en las Cordilleras Béticas Orientales.

		BLOQUE CENTRAL BÉTICO		BLOQUE SIERRA FILABRES		BLOQUE DE ALMERÍA	
Capas	V_P (km/s)	Profundidades (km)	Espesores (km)	Profundidades (km)	Espesores (km)	Profundidades (km)	Espesores (km)
Corteza Superior	6,0	0 – 15	15	0 – 12	12	0 – 12	12
Corteza Inferior	6,4	15 – 36	21	12 – 38	26	12 – 24	12
Manto Subcrustal	8,2	> 36	–	> 38	–	> 24	–

Tabla 4.7. Estructura tipo de la corteza en los bloques Bético Central, Sierra Filabres y Almería (después de Banda et al., 1980a y 1993).

La corteza superior está formada por rocas metamórficas de bajo y medio grado pertenecientes a los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride (e.g.: cuarcitas, esquistos, gneises) (Zappone et al., 2000). De acuerdo con la abundancia de sílice en estas rocas se empleará un litotipo de cuarcita para modelizar la resistencia de la corteza superior (**Tabla 4.8**).

La elección del litotipo de la corteza inferior debe tener en cuenta la alta relación V_P/V_S (Carbonell et al., 1998), los altos valores de conductividad eléctrica (Pous et al., 1995), la baja velocidad de las ondas P (Banda et al., 1993) y la alta reflectividad (García-Dueñas, 1994) encontradas para estas profundidades. De acuerdo con este conjunto de observaciones, la composición de la corteza inferior debe presentar un contenido relativamente alto en sílice (en relación con la posición cortical que ocupa) que facilite la ocurrencia de procesos de fusión

parcial (Zappone et al., 2000). De este modo, se ha escogido un litotipo de cuarzodiorita "húmeda" para representar la resistencia de la corteza inferior bética.

Capas	Litotipo	A ($MPa^{-n} s^{-1}$)	E (kJ/mol)	n	Densidad (kg/m^3)
Corteza Superior	Cuarcita^{+}	$6{,}70 \cdot 10^{-6}$	156	2,4	2700
Corteza Inferior	Cuarzodiorita Wet*	$3{,}16 \cdot 10^{-2}$	212	2,4	2800
Manto Subcrustal	Peridotita^{+}	$2{,}5 \cdot 10^{4}$	532	3,5	3200

Tabla 4.8. Litotipos reológicos empleados en la construcción de los perfiles de resistencia de los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería. Se indica el valor de los parámetros de resistencia en el régimen dúctil y la densidad. Datos de resistencia dúctil tomados de ($^{+}$) Ranalli (1997) y (*) Carter y Tsenn (1987). A, parámetro de Dorn; E, energía de activación; n, exponente de esfuerzo.

4.6.2. Estructura térmica y geoterma

En la **Tabla 4.9** se presentan los valores de los parámetros térmicos considerados en cada capa cortical. La producción calorífica se ha promediado a partir de los valores obtenidos por Fernández et al. (1998) en litologías típicas de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Se ha considerado que aproximadamente el 60% del calor radiogénico procede de la corteza superior.

Capas	Conductividad térmica (W/mK)	Producción Calorífica (W/m^3)	
Corteza Superior	2,50	$2{,}30 \cdot 10^{6}$	$1{,}3 \cdot 10^{6}$
Corteza Inferior			$1{,}0 \cdot 10^{6}$
Manto Subcrustal	3,40	~ 0	

Tabla 4.9. Parámetros térmicos empleados en la construcción de la geoterma de los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería. Explicaciones en el texto.

Los datos de flujo térmico disponibles a lo largo de estos bloques corticales son muy escasos. Sin embargo, a partir del mapa de flujo térmico de Fernández et al. (1998) (cf. fig. 4.9) se pueden deducir, por extrapolación de las isolíneas, unos valores representativos de 70, 75 y 80 mW/m^2 para los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería, respectivamente. Considerando estos valores se han construido las geotermas de cada bloque (**Fig. 4.19a,b,c**).

El gradiente geotérmico de la corteza superior calculado para el Bloque Central Bético es bastante inferior al estimado en el Bloque de Sierra Filabres (**Tabla 4.9**). El mayor gradiente se localiza en el Bloque de Almería, en coherencia con el incremento del flujo térmico y adelgazamiento cortical que tiene lugar hacia el interior del Mar de Alborán; y se acompaña, además, de un ascenso de las isotermas de 300 y 450ºC.

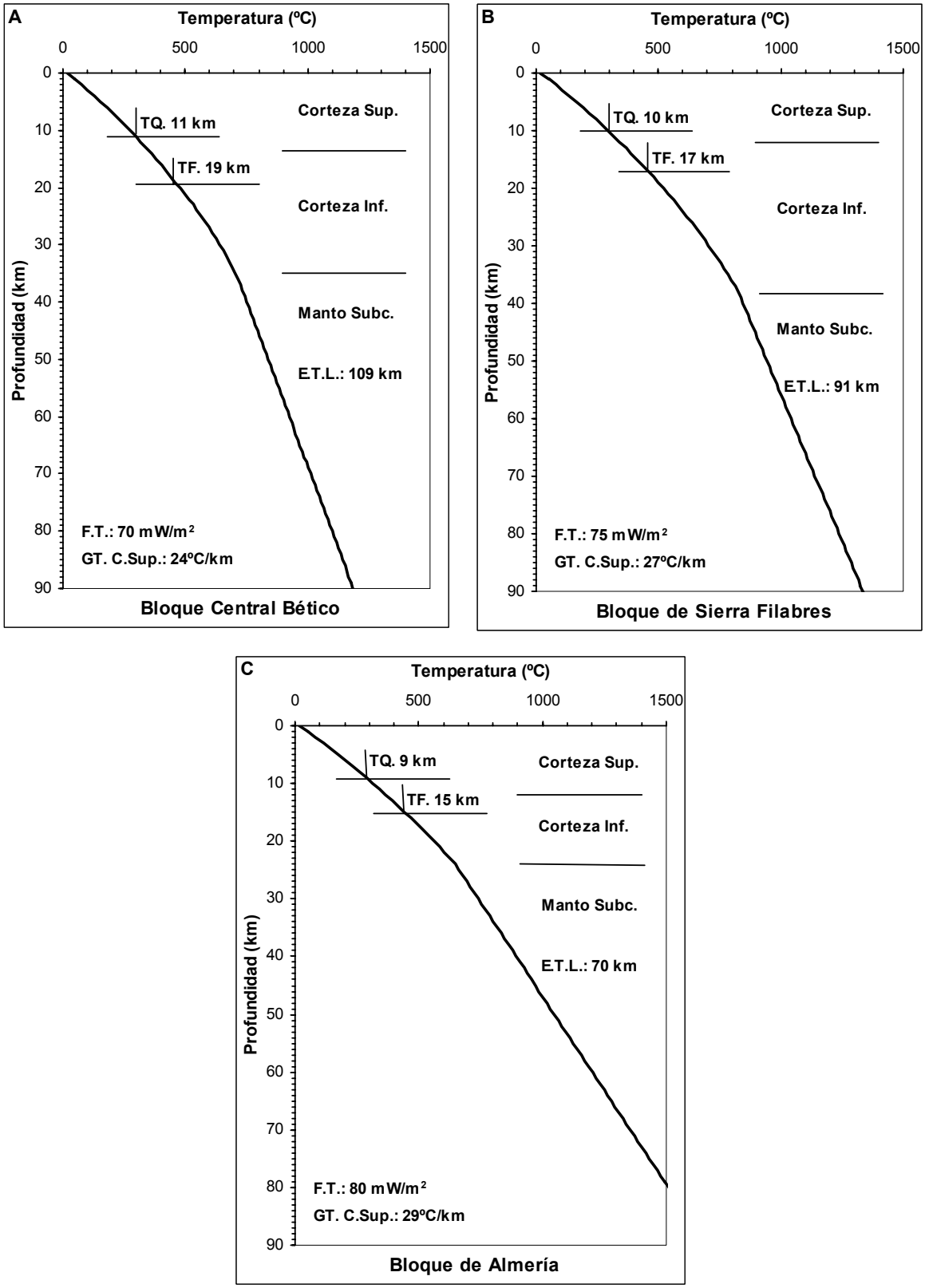


Figura 4.19. Geotermas calculadas en los bloques A) Central Bético, B) Sierra Filabres y C) Almería. F.T.: Flujo térmico en superficie; GT.: Gradiente geotérmico de la corteza superior; TQ. y TF.: Profundidad a la cual se alcanza la temperatura de inicio de mecanismos de deformación dúctiles en el cuarzo y feldespato, respectivamente; E.T.L.: Espesor Térmico de la Litosfera.

Bloque	Gradiente geotérmico (ºC/km)	Profundidad T=300ºC (km)	Profundidad T=450ºC (km)
Central Bético	24	11	19
Sierra Filabres	27	10	17
Almería	29	9	15

Tabla 4.9. Gradiente geotérmico en la corteza superior e isobatas de las temperaturas de inicio de la ductilidad en el cuarzo (300ºC) y en el feldespato (450ºC) en los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería.

4.6.3. Análisis del perfil de resistencia de la corteza

El perfil reológico de la corteza en los tres bloques es muy similar (**Fig. 4.20a,b,c**). Así mismo, la resistencia total de la corteza superior es muy parecida en todos ellos, si bien destaca la del Bloque Central Bético (**Tabla 4.10**). Por otra parte, el Bloque Central Bético destaca por presentar el pico de resistencia de la corteza superior a mayor profundidad que en los bloques de Sierra Filabres y Almería.

Bloque	Pico de Resistencia (MPa)	Profundidad del Pico de Resistencia (km)	Resistencia Total de la Corteza Superior (N/m)
Central Bético	$1{,}23 \cdot 10^{2}$	10	$9{,}60 \cdot 10^{11}$
Sierra Filabres	$1{,}13 \cdot 10^{2}$	9	$7{,}80 \cdot 10^{11}$
Almería	$1{,}10 \cdot 10^{2}$	8	$7{,}05 \cdot 10^{11}$

Tabla 4.10. Valor del máximo de resistencia de la corteza superior, profundidad del mismo y resistencia total de la corteza superior en los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería. Ambos valores hacen referencia a la resistencia a tensión.

En todos los bloques se observa un incremento de la resistencia dúctil en el paso a la corteza inferior, así como en los primeros kilómetros a través de ésta. La mayor diferencia entre los perfiles tiene lugar en el manto. La resistencia del manto subcrustal del Bloque de Almería es bastante mayor que la del Bloque Central Bético y un orden superior a la del Bloque de Sierra Filabres (**Fig. 4.20d**). En coherencia con este dato resulta que la mayor resistencia total de la litosfera se da en el Bloque de Almería, seguida por la del Central Bético y Sierra Filabres. El espesor mecánico de la litosfera del Bloque de Almería es de unos 57 km. En el Bloque Central Bético presenta un valor de unos 87 km, mientras que en el Bloque de Sierra Filabres se estima en 72 km.

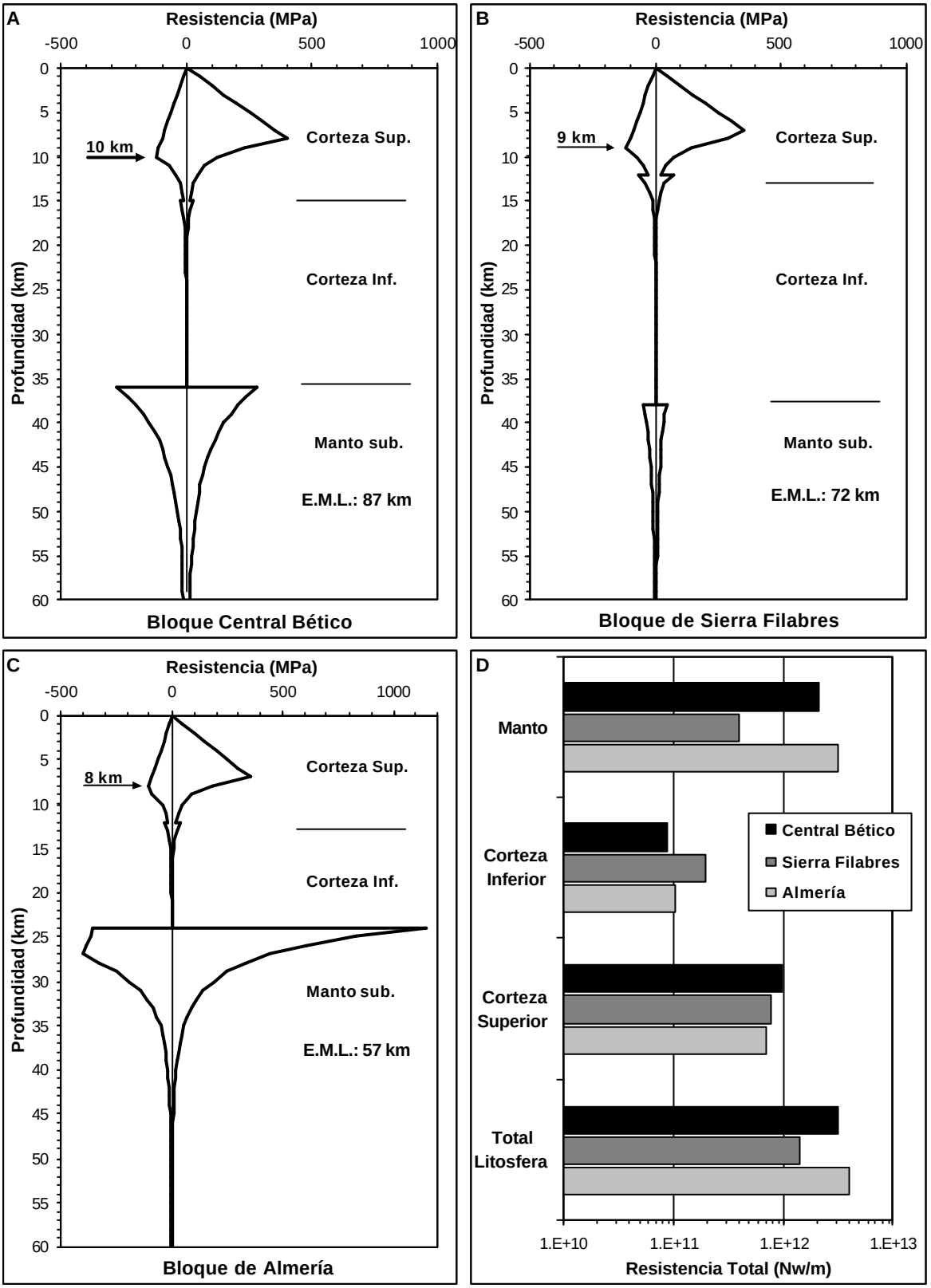


Figura 4.20. Perfiles reológicos de los bloques A) Central Bético, B) Sierra Filabres y C) Almería; D) Comparación entre las resistencias totales de las capas que forman la litosfera en ambos bloques.

4.6.4. Análisis geológico profundo

4.6.4.1. Marco tectónico

La estructura tectónica de los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería es el resultado de tres fases fundamentales. La estructura más antigua está formada por la apilación en mantos de corrimiento de los materiales que constituyen la corteza superior bética, fundamentalmente los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride (Zappone et al., 2000). Estos materiales se emplazaron a principios del Neógeno sobre una corteza Ibérica previamente adelgazada (Beek y Cloething, 1992; Peper y Cloething, 1992).

Sobre la anterior estructura se desarrollaron desde mediados del Neógeno grandes fallas de desgarre (e.g.: Crevillente, Alhama de Murcia, Palomares) que dieron lugar a la formación de nuevos relieves y cuencas. Así mismo, a lo largo del borde sur del Bloque de Almería y este del de Sierra Filabres, tuvo lugar la emisión de volcanismo calcoalcalino. Posteriormente, desde el Tortoniense en adelante, tiene lugar un levantamiento generalizado de toda la cadena y la aparición de varios sistemas de fallas de componente normal y direccional que deforman las anteriores estructuras creando nuevas cuencas y modificando las anteriores (Sanz de Galdeano y Vera, 1992). Las características resistentes que presentan en la actualidad los bloques corticales analizados en este apartado son heredadas de esta última etapa.

En los siguientes apartados se discute con mayor detalle la geometría profunda de las grandes fallas y sistemas de fallas del interior de los bloques.

4.6.4.2. Fracturación interna

En el interior de estos bloques se identificaron tres sistemas de fallas comunes: NW-SE, N-S y NE-SW a ENE-WSW (cf. tabla 3.11). En el Bloque de Almería se identificó, además, un sistema E-W. En términos generales, el buzamiento de estas fallas debe variar entre 90º y unos 60º, dado el funcionamiento predominantemente normal o con fuerte componente direccional que presentan estos sistemas de fallas desde el Tortoniense (Sanz de Galdeano, 1990), así como por las deformaciones más recientes reconocidas en campo (cf. aptdos. 3.8.2, 3.12.2 y 3.13.2). Las longitudes máximas que presentan estas fallas en superficie varían entre 5-10 km para el Bloque Central Bético y 10-15 km para los bloques de Sierra Filabres y Almería. La profundidad máxima de estas fallas debe localizarse dentro de la corteza superior.

4.6.4.3. Falla de Crevillente (Sector Murcia)

La traza en superficie de la Falla de Crevillente coincide aproximadamente con el contacto entre el Dominio Cortical Ibérico y Bético. En esta zona de contacto se han identificado una serie de anomalías geofísicas profundas. Entre éstas se pueden destacar las siguientes: 1) Contraste entre dos cortezas de velocidades sísmicas y propiedades reflexivas diferentes (fig. 4.6). 2) Aparición de una zona de alta conductividad eléctrica alargada y profunda (fig. 4.11). 3) Elevación local del Moho y posterior engrosamiento cortical (fig. 4.6).

Estas anomalías se localizan muy concentradas y presentan un marcado carácter vertical, coincidiendo aproximadamente con la prolongación de la Falla de Crevillente en profundidad, si se admite que ésta tiene un buzamiento subvertical, como se deduce de su estructura de falla de desgarre con importantes desplazamientos acumulados (De Smet, 1984; Sanz de Galdeano, 1983). La Falla de Crevillente debe alcanzar al menos profundidades mantélicas.

4.6.4.4. Accidente del Almanzora

La existencia de una importante falla situada entre la Sierra de los Filabres y la Sierra de las Estancias, a lo largo del valle del Almanzora, debe considerarse hipotética, dadas las escasas observaciones de campo disponibles actualmente. Desde el punto de vista de la geología superficial, el valle del Almanzora presenta una marcada linealidad E-W, así como una forma muy asimétrica, localizándose las laderas más tendidas en la margen norte en concordancia con la situación preferente de los depósitos neógenos y cuaternarios (I.G.M.E., 1979).

El Accidente del Almanzora posiblemente constituye una falla, o zona de debilidad, cortical profunda, que sería responsable de la variación del espesor cortical entre los bloques Central Bético y de Sierra Filabres. Además, el Accidente del Almanzora podría funcionar a modo de articulación entre el levantamiento diferencial de un bloque respecto al otro. De este manera podría explicarse el diferente levantamiento que han experimentado las cuencas de Huércal-Overa y de Vera desde al menos el Plioceno (Stokes y Mater, 2003) (cf. 3.12.3).

4.6.4.5. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería)

La traza en superficie de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras coincide aproximadamente con la localización de un serie de anomalías geofísicas profundas: 1) la desaparición de la fuerte y profunda zona de alta conductividad eléctrica situada bajo los bloques Central Bético y Sierra Filabres, 2) la aparición de una nueva zona de alta conductividad situada entre los 5-10 km (cf. fig. 4.11) y, 3) el desarrollo de un gradual adelgazamiento cortical acompañado por un gradiente creciente en la anomalía de Bouguer hacia el interior del Mar de Alborán (cf. figs. 4.6 y 4.8).

La estructura tectónica superficial del Corredor de Las Alpujarras es la de un corredor tectónico de desgarre donde se localizan en superficie fallas de hasta 15 km de longitud, que, aproximadamente desde el inicio del Tortoniense presenta un funcionamiento predominantemente en la vertical (Sanz de Galdeano et al., 1985; Sanz de Galdeano, 1996). El Corredor de Las Alpujarras debe presentar en profundidad un buzamiento subvertical y alcanzar profundidades al menos corteza inferior. El funcionamiento reciente del Corredor de Las Alpujarras debe ser similar al descrito anteriormente para el Accidente del Almanzora. De este modo se explicaría el diferente levantamiento experimentado por las cuencas de Sorbas y Níjar desde el Plioceno a la actualidad (Braga et al., 2003) (cf. 3.13.3).

4.6.4.6. Falla de Carboneras

La localización de la Falla de Carboneras coincide con una zona de debilidad cortical que fue activa durante el Neógeno y hasta finales del Tortoniense, como demuestra la ocurrencia extensa de vulcanismo calcoalcalino durante este periodo en la Sierra del Cabo de Gata y plataforma continental adyacente. La información geofísica disponible no indica la existencia de un salto brusco entre espesores corticales sino un gradiente creciente de la anomalía de Bouguer subperpendicular a la dirección de la falla, en correspondencia con el constante adelgazamiento cortical que tiene lugar hacia el interior del Mar de Alborán (cf. Torné y Banda, 1992 y Banda et al., 1993) (cf. figs. 4.6 y 4.8). Estas observaciones son coherentes con la cinemática de desgarre sinestral que registra la actividad de la falla durante el Neógeno y hasta mediados del Cuaternario (Montenat et al., 1990a; Keller et al., 1995). La Falla de Carboneras presenta un buzamiento subvertical y debe alcanzar profundidades de corteza inferior al menos.

4.6.5. Análisis sismotectónico profundo

4.6.5.1. Distribución de la sismicidad con la profundidad

La distribución de la sismicidad con la profundidad presenta importantes diferencias entre el Bloque Central Bético y los bloques de Sierra Filabres y Almería (**Fig. 4.21a,b,c**).

Bloque Central Bético

En el Bloque Central Bético la ocurrencia de prácticamente toda la sismicidad tiene lugar dentro de la corteza superior frágil y se agrupa preferentemente en los rangos 0-6 y 9-11 km, que se encuentran separados por un mínimo de frecuencia (**Fig. 4.21a**). Con mucha menor frecuencia (2%) se localizan algunos eventos en la base de la corteza superior dúctil y corteza inferior. El percentil 90 se sitúa a 10 km de profundidad en coincidencia con el pico de resistencia de la corteza frágil y, prácticamente, con el máximo de sismicidad que tiene lugar a los 11 km. Esta situación permite suponer que la profundidad máxima de rotura frágil que alcanza la fracturación interna del bloque debe situarse en los 11 km.

Bloques de Sierra Filabres y Almería

La distribución de la sismicidad en estos dos bloques adolece del pequeño tamaño de la muestra considerada, especialmente en el caso del Bloque de Almería (**Fig. 4.21b,c**). Sin embargo, en ambos parece evidente la distribución preferente de la sismicidad en los rangos 2-5 y 10-12 km, separados por un mínimo de sismicidad. El primer rango de profundidades se localiza dentro de la corteza superior frágil y el segundo en la corteza superior dúctil. Es destacable la ocurrencia de una pequeña fracción de la sismicidad (10%) a profundidades de corteza inferior (<12 km). Al contrario que en el Bloque Central Bético, el percentil 90 se sitúa, en ambos bloques, por debajo del pico de resistencia frágil. Esta situación podría significar que la fracturación interna del bloque presenta dos profundidades máximas frágiles o que la muestra analizada comprende una importante fracción de sismos relacionados con la actividad de las grandes fallas de los bordes. El análisis sismotectónico de la distribución espacial de los focos será, por tanto, de gran importancia.

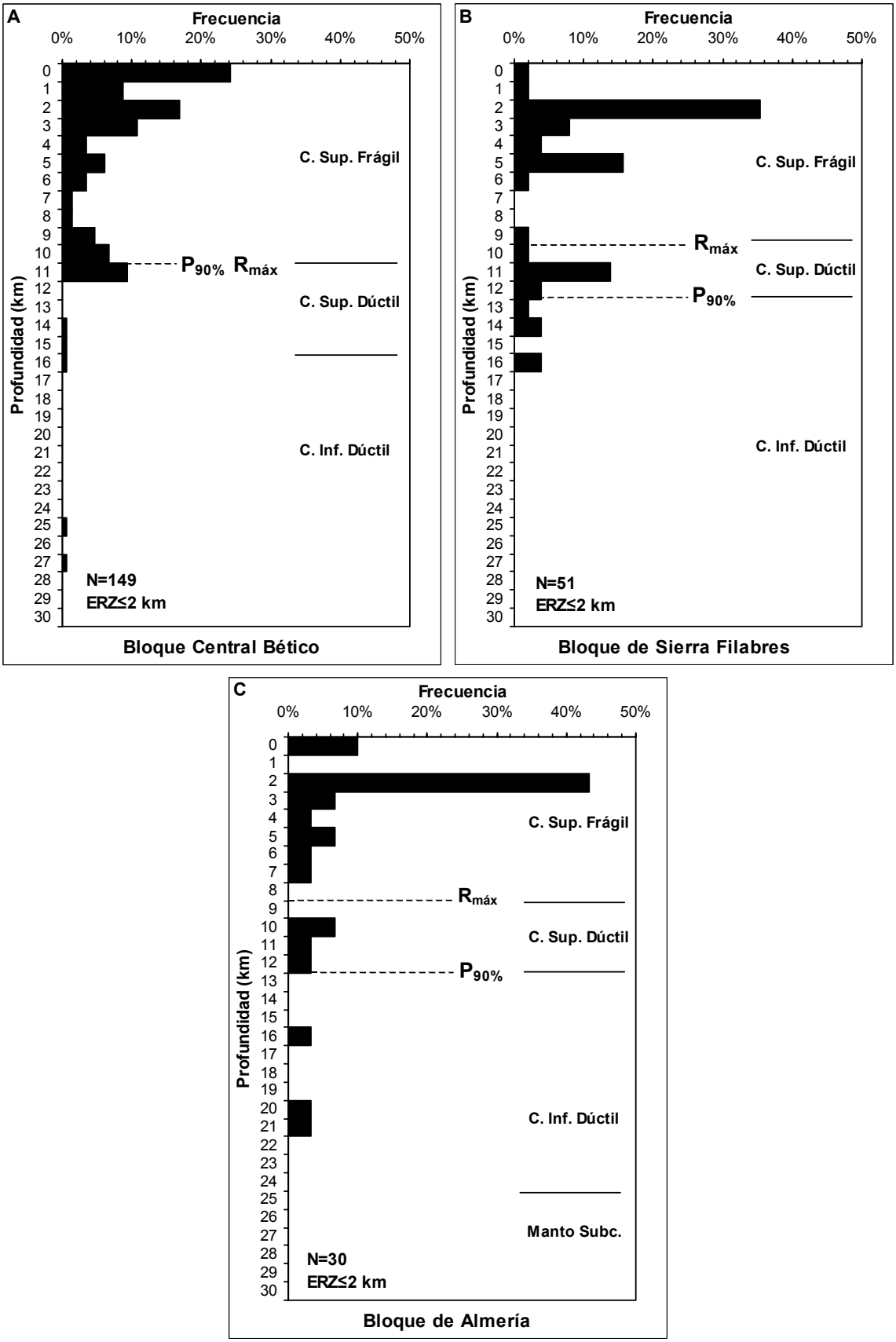


Figura 4.21. Histograma de la frecuencia relativa del número de eventos sísmicos con la profundidad en los bloques A) Central Bético, B) Sierra Filabres y C) Almería. El error de localización vertical de la sismicidad es menor o igual a 2 km. $P_{90\%}$: Percentil 90; $R_{máx}$: Pico de resistencia de la corteza superior.

4.6.5.2. Distribución espacial: elección de rangos de profundidad y muestra

Bloque Central Bético

En la **Tabla 4.11** se muestran los rangos de profundidad que se emplearán en el estudio sismotectónico de la distribución espacial de los focos sísmicos. El empleo de una muestra de sismos con errores de localización vertical de hasta 5 km no presenta ninguna diferencia significativa respecto de una muestra con errores de hasta 2 km.

Rango (km)	Posición Cortical	Reología	Sismicidad	
			erz≤2 km	erz≤5 km
0 – 8	Cort. Sup.: Parte Superficial	Frágil	76%	76%
9 – 11	Cort. Sup.: Parte Profunda		21%	19%
12 – 15	Corteza Superior	Dúctil	1%	3%
16 – 35	Corteza Inferior	Dúctil	2%	2%
> 35	Manto	Dúctil	0%	0%

Tabla 4.11. Rangos de profundidades empleados para el estudio sismotectónico de la distribución espacial de los focos en el Bloque Central Bético, con indicación de la posición cortical, reología y frecuencia relativa de la ocurrencia de eventos. La distribución de eventos con erz≤5 km es muy similar a la de eventos con erz≤2 km. erz, error de localización vertical.

Bloques de Sierra Filabres y Almería

Los rangos de profundidad seleccionados para estudiar la distribución espacial de los focos por el interior de los bloques se muestra en la **Tabla 4.12**. El empleo de sismicidad localizada con errores verticales (erz) de hasta 5 km sólo presenta diferencias significativas (>5%) respecto a una muestra de eventos con erz≤2 km en el caso del Bloque de Sierra Filabres y a profundidades mayores de 24 km.

Rango (km)	Posición Cortical	Reología	Sismicidad			
			B. de Sierra Filabres		B. de Almería	
			erz≤2	erz≤5	erz≤2	erz≤5
0 – 9	Corteza Superior	Frágil	70%	66%	77%	81%
10 – 12		Dúctil	20%	17%	13%	10%
13 – 24	Corteza Inferior	Dúctil	10%	10%	10%	10%
>24	Manto Subc. (B.A.) Cort. Inf. y Manto (B.S.F.)	Frágil (B.A.) Dúctil (B.S.F.)	0%	7%	0%	0%

Tabla 4.12. Rangos de profundidades empleados para el estudio sismotectónico de la distribución espacial de los focos en los bloques de Sierra Filabres (B.S.F.) y Almería (B.A.), con indicación de la posición cortical, reología y frecuencia relativa de la ocurrencia de eventos. La distribución de eventos con erz≤5 km es muy similar a la de eventos con erz≤2 km en ambos bloques para profundidades mayores de 24 km. erz, error de localización vertical.

4.6.5.3. Distribución por el interior del Bloque Central Bético

La sismicidad de la parte superficial de la corteza superior frágil (0-8 km) se distribuye de modo bastante uniforme por el interior y bordes del bloque (**Fig. 4.22**). Por el contrario, la sismicidad de la parte profunda de la corteza superior frágil (9-11 km) se localiza preferentemente a lo largo de las grandes zonas de falla que definen los bordes del bloque.

Destaca, sin embargo, la localización de algunos focos de este rango de profundidades por el interior del bloque y, en especial, en la parte central en coincidencia con la traza en superficie de la Zona de Falla Norbética.

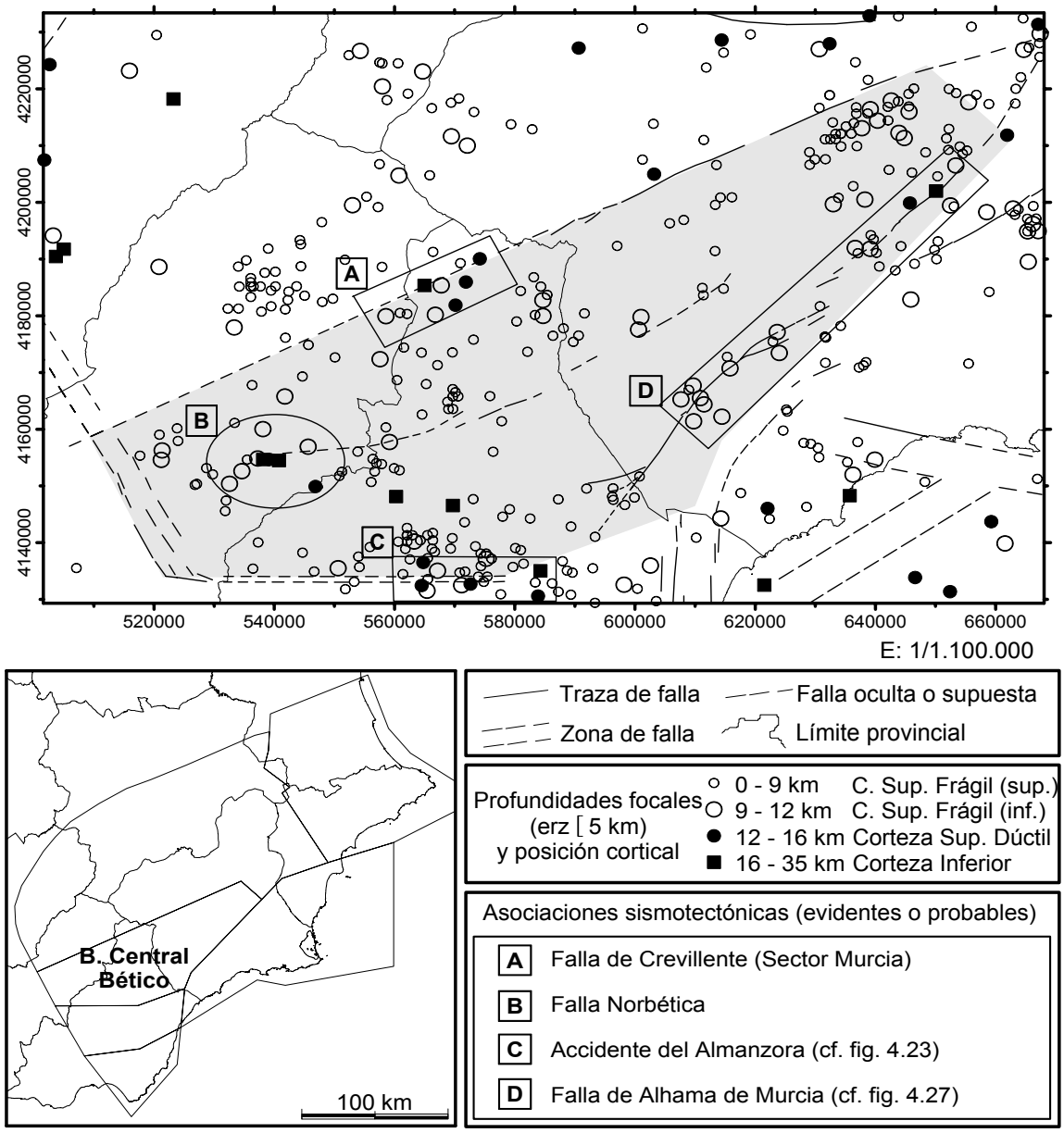


Figura 4.22. Representación de la profundidad focal de la sismicidad y de las principales zonas de falla en el Bloque Central Bético. El área ocupada por el bloque se muestra en sombreado. Nótese la correspondencia existente entre los rangos de profundidades focales y la capa cortical que comprenden dentro del bloque. Se señalan las asociaciones sismotectónicas deducidas.

En el análisis sismotectónico de superficie de la Zona ME Central Bética (aptdo. 3.8.6) se identificaron numerosas agrupaciones y series sísmicas, la mayoría de ellas pudieron ser relacionadas con fallas de los diferentes sistemas presentes en el interior de la zona (cf. fig. 3.15). Si bien en algunas de estas series la totalidad de los eventos se sitúan en los primeros 3 km de la corteza (e.g.: series de Chirivel 1991 y 1999), también se da el caso de localizaciones a profundidades de 9-11 km (erz≤3 km), como en las series del NW de Lorca 2000, NE de Zújar y N de Baza 2000, y en la agrupación de Cúllar-Baza. En esta última agrupación, se localizan además tres sismos a profundidades de 16 y 14 km, en el interior de la corteza inferior. La ocurrencia de estas series y agrupación se atribuyó a la actividad de los sistemas de fallas NW-SE y N-S en su cruce con la Zona de Falla Norbética.

La Falla Norbética constituye una discontinuidad profunda (I.G.M.E., 1974), formada durante el emplazamiento de las Zonas Internas Béticas, y aparentemente inactiva desde el Mioceno Medio (Sanz de Galdeano, 1990; Lonergan y Platt, 1994), aunque en algunos segmentos hay indicios de actividad más reciente (Matínez-Díaz, 1998). La ocurrencia de sismicidad a profundidades de corteza inferior en la Agrupación de Cúllar-Baza sólo puede estar relacionada con la actividad en profundidad de esta zona de falla. Esta observación, si bien constituye una evidencia de la actividad actual de la falla, no puede extenderse a la totalidad de la misma, dado que la situación de estos eventos es muy localizada.

La ocurrencia de sismicidad en la parte profunda de la corteza superior frágil (9-11 km), parece relacionada principalmente con la interacción de los sistemas de fallas con la Falla Norbética. Sin embargo, dado que esta zona de falla ocupa la parte central del bloque y que, además, se observan focos de estas profundidades en otras partes del interior del bloque, se debe admitir que la fracturación interna del bloque es, en general, también capaz de producir sismicidad en la parte profunda de la corteza superior frágil (9-11 km).

4.6.5.4. Distribución por el interior de los bloques de Sierra Filabres y Almería

La mayor parte de la sismicidad se localiza en el Bloque de Sierra Filabres (**Fig. 4.23**). Los eventos localizados a profundidades de corteza superior frágil (0-9 km) se distribuyen por el interior y bordes de ambos bloques, mientras que la sismicidad de corteza superior dúctil (10-12 km) se localiza preferentemente en los bordes, especialmente en los borde norte y oeste del Bloque de Sierra Filabres. Destaca una importante representación de eventos de corteza inferior y manto (>12 km) situados en la vertiente meridional de la Sierra de Filabres, entre las cuencas de Tabernas y Sorbas (cf. fig. 3.22).

En el análisis sismotectónico de superficie de la Zona ME de Sierra Filabres (aptdo. 3.12.6) se identificaron por el interior de la zona las agrupaciones y series sísmicas de Huércal-Overa 1994 y Laroya 2000 (cf. fig 3.23). La ocurrencia de estas series se relacionó con la actividad de los sistemas de fallas del interior de la zona. Los eventos que componen ambas series se sitúan mayoritariamente en los primeros 6 km de la corteza. Destaca, sin embargo, la ocurrencia de dos eventos situados a 11 km (erz≤2) en la serie de Laroya 2000, que podrían estar relacionados con la actividad del adyacente Accidente del Almanzora, como se discute más adelante (cf. 4.6.5.6). Así mismo, en el análisis sismotectónico de la Zona ME de Almería, se identificaron varias series y agrupaciones sísmicas en la cercanías de Níjar y en la Sierra de Alhamilla, cuya ocurrencia fue atribuida a la actividad de pequeñas fallas de los sistemas NW-SE y N-S. Los eventos que componen estas agrupaciones se localizan, prácticamente en su totalidad, en los primeros 8 km de la corteza. Constituyen la excepción dos eventos a profundidades de 11 y 16 km , en la Sierra de Alhamilla, y uno a 10 km en el interior del Campo de Níjar. La ocurrencia de los eventos más profundos en la Sierra de Alhamilla posiblemente esté relacionada con la actividad del Corredor de Las Alpujarras (cf. 4.6.5.7).

La ocurrencia de sismicidad en la corteza superior frágil en ambos bloques debe relacionarse con la actividad de los sistemas de fallas localizados en su interior. La ocurrencia de sismicidad a profundidades de corteza superior dúctil y corteza inferior (>9 km) se discute en relación con las grandes fallas de los bordes de los bloques, como se indico al principio de este apartado.

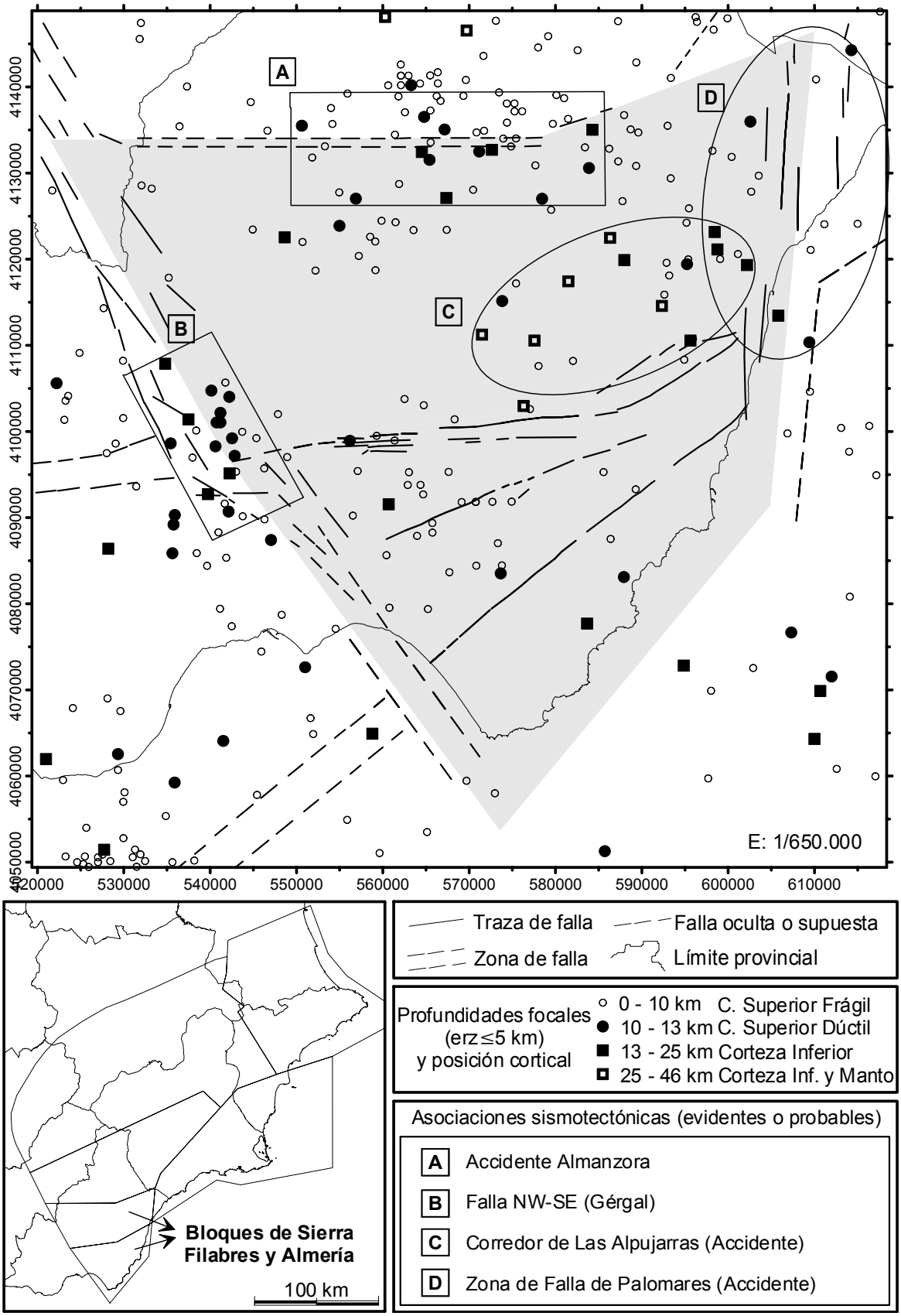


Figura 4.23. Representación de la profundidad focal de la sismicidad y de las principales zonas de falla conjuntamente en los bloques de Sierra Filabres y Almería. El área ocupada por el bloque se muestra en sombreado. Nótese la correspondencia existente entre los rangos de profundidades focales y la capa cortical que comprenden dentro del bloque. Se señalan las asociaciones sismotectónicas deducidas.

Finalmente, en el borde occidental del Bloque de Sierra Filabres se sitúa la Serie de Gérgal (m=5,1) en la que destaca la localización de seis réplicas a profundidades de 11-12 km y de una a 21 km (erz≤3). Así mismo, en alineación con la nube de réplicas, se sitúan tres eventos a 16 y 15 km de profundidad (erz≤3). La ocurrencia de esta sismicidad a profundidades de corteza superior dúctil (10-12 km) y corteza inferior (>12 km) evidencia la localización de una fractura cortical profunda en este borde. Esta fractura podría ser la continuación hacia el norte de la falla profunda situada entre la Sierra de Alhamilla y Gádor (Martínez-Díaz, 2000).

4.6.5.5. Falla de Crevillente (Sector Murcia)

A lo largo de la traza principal de la Falla de Crevillente, y a una distancia de unos 5 km de ella, se reconoce una concentración relativa de sismos de profundidades mayores de 8 km. Concretamente, se han identificado 13 eventos (m<3,5) de profundidades entre 9 y 17 km (erz≤2). En el extremo occidental de la traza de falla, y al sur de ésta, se localiza la Serie Sísmica de Mula 1999 (m=4,8), relacionada con una rotura en una falla secundaria de la Zona de Falla de Crevillente (cf. 3.8.6.2). El evento principal de esta serie se localizó a 4 km de profundidad, y el resto de las réplicas en los primeros 7 km (erz≤5). En la zona que ocupan las réplicas se sitúan 4 epicentros con profundidades de 10 y 11 km. En el análisis sismotectónico de superficie no fue posible distinguir con claridad ninguna otra relación entre la sismicidad y la Falla de Crevillente o las fallas NW-SE que cruzan su zona de falla. Sin embargo, la localización a lo largo de la zona de falla de eventos a profundidades de corteza superior e inferior, evidencia la actividad actual de la Falla de Crevillente, especialmente en la parte centro-occidental (al sur de la Sierra de la Zarza) donde la traza aparece cubierta.

4.6.5.6. Accidente del Almanzora

A lo largo del Valle del Almanzora se localizan unos 14 eventos (m<3,5) con profundidades de 10 a 16 km (erz≤5) (corteza superior dúctil y corteza inferior). La gran mayoría de ellos se localizan antes de entrar en la Cuenca de Huércal-Overa, coincidiendo con las agrupaciones de Olula del Río-Partaloa y Albox, identificadas en el análisis sismotectónico de superficie (aptdo. 3.12.6.2). La ocurrencia de estas agrupaciones se atribuyó principalmente a la actividad de fallas NW-SE de la vertiente meridional de la Sierra de Las Estancias. Sin embargo, la profundidad que alcanzan estos eventos evidencia la actividad de fallas a profundidades de corteza superior dúctil y corteza inferior. Estas fallas deben estar relacionadas con el funcionamiento profundo del Accidente del Almanzora. Por otra parte, la localización de esta sismicidad en un margen estrecho (aprox. 5 km) y alargado, sugiere que el contraste de espesores entre los bloques Central Bético y de Sierra Filabres está asociado a la existencia de una estrecha zona de falla (Falla del Almanzora?) más que a través de una zona de transición.

4.6.5.7. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería)

La profundidad de los focos que se localizan a lo largo y ancho de la extensa Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras varía enormemente desde su parte occidental (Sierra de Alhamilla-Cuenca de Tabernas) a su parte oriental (Sierra Cabrera-Cuenca de Sorbas). En el primer caso se identificó en el análisis sismotectónico de superficie la Agrupación de Sierra Alhamilla, en la que se reconocen las series sísmicas de Sierra Alhamilla 1984 (m=5,0) y Níjar 1995 (m<3,5) (cf. fig. 3.13.6.2). La profundidad focal de los eventos que componen esta agrupación y series sísmicas es predominantemente superficial (0-5 km), destacando únicamente dos sismos de profundidades 10 y 16 km (erz≤2), y uno de la Serie de Alhamilla 1984 de profundidad 10 km (erz=4). La ocurrencia de sismicidad en esta agrupación se atribuyó a la interacción dinámica entre fallas de los sistemas NW-SE y N-S con los E-W a NE-SW de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras.

La parte oriental del Corredor de Las Alpujarras difiere de la occidental en que la sismicidad se localiza más hacia el norte de la Cuenca de Sorbas que en la Sierra Cabrera. Admitiendo una distancia de hasta 14 km desde la zona de falla principal se localizan 2 terremotos a profundidades de 11 y 14 km, 4 de 24 a 35 km, y 3 de 38 hasta 49 km (erz≤5). Los primeros se localizan en la base dúctil de la corteza superior, los segundos en la corteza inferior bética, que prácticamente carece de resistencia, y los más profundos en el manto. La ocurrencia de esta sismicidad profunda posiblemente esté relacionada con la discontinuidad cortical que representa la Falla de Las Alpujarras. Ahora bien, dada la importante dispersión espacial que presenta esta sismicidad, es más probable que se trate de una extensa zona de transición, de ancho 15-20 km, que abarcaría desde la vertiente meridional de Sierra Filabres hasta el interior de la Sierra de Cabrera (Accidente de Las Alpujarras?), que de una de falla singular.

4.6.5.8. Falla de Carboneras

A lo largo de la traza en superficie de la Falla de Carboneras el registro de sismicidad con error de localización vertical menor de 5 km es prácticamente nulo. Por el interior de la vecina Sierra del Cabo de Gata, y en coincidencia con la agrupación así denominada en el análisis sismotectónico de superficie (aptdo. 3.13.6.4), destaca la localización de dos eventos con profundidades de 10 y 20 km. Así mismo, destaca una importante concentración de eventos de similar profundidad (10-20 km) en la prolongación de la Falla de Carboneras por la plataforma continental (Agrupación del Golfo de Almería). En el análisis sismotectónico de superficie la ocurrencia de esta sismicidad no pudo atribuirse a la Falla de Carboneras. Sin embargo, dadas las profundidades de corteza inferior que alcanzan estos eventos, esta sismicidad posiblemente esté relacionada con la actividad profunda de la Falla de Carboneras.

4.6.6. Resumen y resultados

4.6.6.1. Interior del Bloque

El perfil de resistencia en los tres bloques analizados en este capítulo es muy similar hasta la aparición del manto (fig. 420a,b,c). La corteza superior alcanza el máximo de resistencia frágil a tensión a los 10, 9 y 8 km en los bloques Central Bético, Filabres y Almería, respectivamente. La corteza inferior presenta una resistencia total mucho menor, siempre en régimen dúctil, si bien su inicio viene marcado por un repunte de la resistencia. Éste se localiza a 15 km en el Bloque Central Bético y a 12 km en los bloques de Sierra Filabres y Almería.

La ocurrencia de sismicidad con la profundidad en el interior de los bloques presenta importantes diferencias de un bloque a otro. En el Bloque Central Bético el percentil 90 se localiza en coincidencia con el pico de resistencia de la corteza superior frágil y, prácticamente, con un máximo de sismicidad (fig. 4.21a) Dentro de ésta se reconocen dos concentraciones de eventos en los rangos 0-8 y 9-11 km. De acuerdo con el análisis sismotectónico realizado, la ocurrencia de sismicidad a ambas profundidades en el interior del bloque debe relacionarse con la actividad de los sistemas de fallas del interior del bloque, si bien, la ocurrencia de los eventos más profundos parece estar relacionada con la interacción de los sistemas de fallas con la Zona de Falla Norbética.

En los bloques de Sierra Filabres y Almería el percentil 90 se localiza varios km por debajo del pico de resistencia, en coincidencia con el paso a la corteza inferior (12 km) (fig. 4.21b,c) Dentro de la corteza superior se identifican dos concentraciones de sismicidad, una en la parte frágil (0-9 km) y otra en la parte basal dúctil (10-12 km). De acuerdo con el estudio sismotectónico realizado, la ocurrencia de la sismicidad en la corteza frágil debe atribuirse a la actividad de los sistemas de fallas del interior, mientras que la localizada en la parte dúctil debe

estar relacionada con la actividad de las grandes fallas o accidentes profundos de los bordes de ambos bloques.

La profundidad máxima de rotura frágil de la fracturación interna en estos bloques debe estimarse, por tanto, en coincidencia con el pico de resistencia de la corteza superior, es decir: 11, 9 y 8 km, respectivamente para el Bloque Central Bético, Sierra Filabres y de Almería.

4.6.6.2. Falla de Crevillente (Sector Murcia)

La Falla de Crevillente constituye una discontinuidad de profundidad al menos mantélica y buzamiento subvertical. A lo largo de la traza de falla se localizan eventos de profundidades de corteza superior dúctil (12-15 km) y excepcionalmente de corteza inferior (>15 km) (fig. 4.22) La ocurrencia de sismicidad a estas profundidades debe estar relacionada con la actividad de la Falla de Crevillente, ya que es la única fractura en la zona que puede alcanzar tales profundidades. Esta observación es especialmente significativa en su parte centro-occidental (al sur de la Sierra de la Zarza). En este tramo la traza de falla principal se encuentra cubierta y en el Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie no pudieron identificarse ni evidencias de actividad reciente ni relaciones sismotectónicas.

La profundidad máxima de rotura frágil de la Falla de Crevillente (Sector Murcia) debe situarse a unos 15 km, en coincidencia con el repunte de resistencia que supone el paso a la corteza inferior en el Bloque Central Bético (fig. 20a). De acuerdo con la geoterma de este bloque cortical (fig. 19a), la temperatura que se alcanza a tal profundidad (381ºC) está dentro del campo de deformación semifrágil.

4.6.6.3. Accidente del Almanzora

El Accidente del Almanzora constituye una zona de debilidad cortical (posiblemente una falla) que alcanza una profundidad de al menos corteza inferior. A lo largo del Valle del Almanzora se localizan eventos sísmicos a profundidades de corteza superior dúctil (10-12 km) y corteza inferior (>12 km) (fig. 4.23). La ocurrencia de esta sismicidad debe relacionarse con la actividad profunda de las fallas que conforman la zona de debilidad cortical o, quizá, con la existencia de una zona de falla singular. Dado que aun no existen suficientes evidencias para admitir la existencia de una falla singular a lo largo del Valle del Almanzora no procede estimar la profundidad máxima de rotura frágil de ésta.

4.6.6.4. Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería)

El Corredor de Las Alpujarras constituye una falla, o una zona de debilidad cortical, que alcanza profundidades de corteza inferior al menos. La distribución de la sismicidad a lo largo de la zona de falla es en general muy escasa (fig.4.23). Sin embargo, si se contempla un área de hasta unos 14 km al norte del tramo oeste de la zona de falla, destaca la localización de eventos a profundidades de corteza superior dúctil (10-12 km), corteza inferior (12-38 km) e incluso a profundidades mantélicas (>38 km). Si se admite que esta sismicidad está relacionada con la actividad profunda de la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras, entonces sería más apropiado hablar del Accidente del Corredor de Las Alpujarras. La gran dispersión que presenta la localización de sismicidad profunda en relación con la traza principal de falla en superficie apoya más la existencia de una zona de debilidad cortical que de una falla singular.

Si se asume que el Corredor de Las Alpujarras está representado por una falla singular profunda, la profundidad máxima de rotura frágil de ésta habría de estimarse en unos 12 km, en coincidencia con el paso a la corteza inferior en los bloques de Sierra Filabres y Almería (fig. 4.20b,c), y con temperaturas dentro del campo de deformación semifrágil (367ºC).

4.6.6.5. Falla de Carboneras

La Falla de Carboneras presenta un buzamiento subvertical y alcanza profundidades de al menos corteza inferior. La representación de sismicidad a lo largo de la zona de falla es muy escasa (fig. 4.23) Destaca, sin embargo, la localización de dos eventos a profundidades de corteza superior dúctil (10-12 km) y corteza inferior (>12 km) que posiblemente estar relacionados con la actividad de la falla, ya que es la única fractura en la zona que puede alcanzar tales profundidades.

La profundidad máxima de rotura frágil de la Falla de Carboneras debe situarse, por tanto, a unos 12 km, en coincidencia, además, con el repunte de resistencia que supone el paso a la corteza inferior en el Bloque de Almería (fig. 4.20c). De acuerdo con la geoterma de este bloque cortical (fig. 4.19c), a tal profundidad se alcanza una temperatura de 367ºC, indicativa del dominio de deformación semifrágil.

4.7. BLOQUE DE CARTAGENA

4.7.1. Estructura y composición de la corteza

La estructura de la corteza en el Bloque de Cartagena presenta importantes diferencias en espesor y composición respecto de la de los otros bloques definidos en el Dominio Bético (Central Bético, Sierra Filabres y Almería). El Bloque de Cartagena se caracteriza por presentar una importantísima reducción del espesor cortical y, además, por presentar una corteza inferior con una velocidad de ondas P mayor (**Tabla 4.13**).

BLOQUE DE CARTAGENA

Capas	V_P (km/s)	Profundidades (km)	Espesores (km)
Corteza Superior	6,0	0 – 12	12
Corteza Inferior	6,9	12 – 23	11
Manto Subcrustal	8,2	> 23	–

Tabla 4.13. Estructura tipo de la corteza en el Bloque de Cartagena (después de Banda et al., 1980a).

La composición de la corteza superior del Bloque de Cartagena es la misma que la considerada en los otros bloques del Dominio Bético. Por el contrario, la corteza inferior debe presentar importantes diferencias en su composición que expliquen la alta V_P que presenta en relación con la corteza inferior de los otros bloques béticos. Este hecho puede atribuirse a que la corteza inferior del Bloque de Cartagena presenta una composición más básica. Esta diferente composición es posiblemente resultado de un incremento progresivo de la temperatura desde principios del Neógeno en relación con la extensión de los procesos de rifting de la Cuenca Sur Balear hacia el interior del continente. Este calentamiento produciría un aumento relativo en el contenido de minerales máficos de la corteza inferior. En coherencia con esta evolución, el vulcanismo andesítico neógeno habría evolucionado hacia un vulcanismo basáltico, como se observa en las cercanías de Cartagena (cf. 3.11.2). El litotipo escogido para representar la corteza inferior del Bloque de Cartagena es la granulita máfica de "Pikwitonei" (cf. Wilks y Carter, 1990) (**Tabla 4.14**).

Capas	Litotipo	A ($MPa^{-n} s^{-1}$)	E (kJ/mol)	n	Densidad (kg/m^3)
Corteza Superior	Cuarcita^{+}	$6{,}70 \cdot 10^{-6}$	156	2,4	2700
Corteza Inferior	Granulita máfica$^{\wedge}$	$1{,}4 \cdot 10^{4}$	445,0	4,2	2900
Manto Subcrustal	Peridotita^{+}	$2{,}5 \cdot 10^{4}$	532,0	3,5	3200

Tabla 4.14. Litotipos reológicos empleados en la construcción del perfil de resistencia del Bloque de Cartagena. Se indica el valor de los parámetros de resistencia en el régimen dúctil y la densidad. Datos de resistencia dúctil tomados de: ($^{+}$) Ranalli (1997) y ($^{\wedge}$) Wilks y Carter (1990). A, parámetro de Dorn; E, energía de activación; n, exponente de esfuerzo.

4.7.2. Estructura térmica y geoterma

El valor de los parámetros térmicos adoptados son los mismos que en el caso de los bloques Bético Central, Sierra Filabres y Almería, a excepción de la corteza inferior (**Tabla 4.15**).

Capas	Conductividad térmica (W/mK)	Producción Calorífica (W/m^3)
Corteza Superior	2,50	$1{,}3 \cdot 10^{6}$
Corteza Inferior	2,10	$0{,}4 \cdot 10^{6}$
Manto Subcrustal	3,40	~ 0

Tabla 4.15. Parámetros térmicos empleados en la construcción de la geoterma del Bloque de Cartagena.

Los datos de flujo térmico disponibles a lo largo del Bloque de Cartagena son muy escasos. Sin embargo, de acuerdo con las isolíneas del mapa de Fernández et al. (1998) (cf. fig. 4.9), se puede inferir un valor representativo de unos 80 mW/m^2. A partir de este dato se ha construido la geoterma del bloque (**Fig. 4.24**).

El gradiente geotérmico en la corteza superior del Bloque de Cartagena es igual al calculado en el bloque de Almería, así como las profundidades de las temperaturas de inicio de la ductilidad del cuarzo y feldespato (**Tabla 4.16**).

Bloque	Gradiente geotérmico (ºC/km)	Profundidad T=300ºC (km)	Profundidad T=450ºC (km)
Cartagena	29	9	15

Tabla 4.16. Gradiente geotérmico de la corteza superior e isobatas de las temperaturas de inicio de la ductilidad en el cuarzo (300ºC) y en el feldespato (450ºC) en el Bloque de Cartagena.

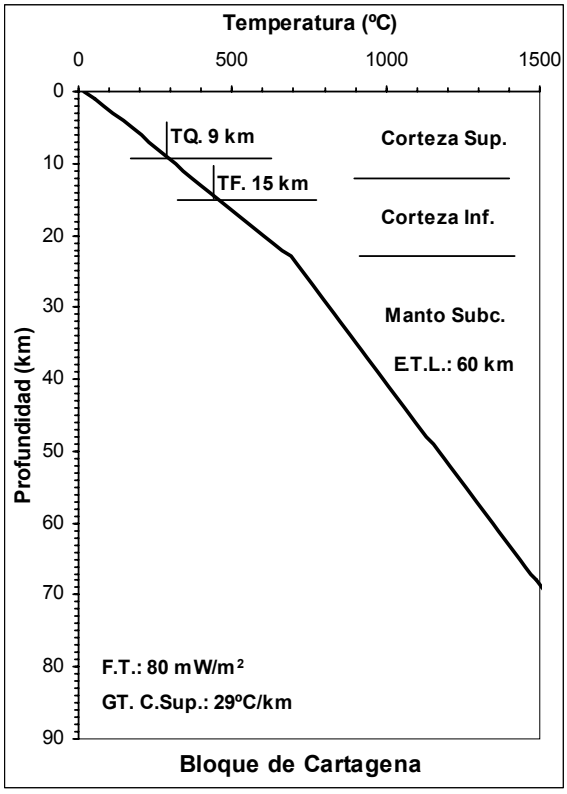


Figura 4.24. Geoterma calculada en el Bloque de Cartagena. F.T.: Flujo térmico en superficie; GT.: Gradiente geotérmico de la corteza superior; TQ. y TF.: Profundidad a la cual se alcanza la temperatura de inicio de mecanismos de deformación dúctiles en el cuarzo y feldespato, respectivamente; E.T.L.: Espesor Térmico de la Litosfera.

4.7.3. Análisis del perfil de resistencia de la corteza

El perfil de resistencia del Bloque de Cartagena presenta importantes diferencias respecto al de los otros bloques béticos (**Fig. 4.25a**). Sin embargo, tanto el valor de la resistencia total de la corteza superior como la profundidad del pico de resistencia de ésta, son iguales a los del Bloque de Almería (**Tabla 4.17**).

Bloque	Pico de Resistencia (MPa)	Profundidad del Pico de Resistencia (km)	Resistencia Total de la Corteza Superior (N/m)
Cartagena	$1{,}00 \cdot 10^{2}$	8	$7{,}05 \cdot 10^{11}$

Tabla 4.17. Valor del máximo de resistencia de la corteza superior, profundidad del mismo y resistencia total de la corteza superior en el bloque de Almería. Ambos valores hacen referencia a la resistencia a tensión.

La resistencia de la corteza inferior del Bloque de Cartagena es dos ordenes más resistente que la de cualquier otro bloque bético (**Fig. 4.25b**), que presenta incluso régimen frágil en tensión en la parte superior. Este efecto está debido claramente a su composición máfica, en contraste con la cuarzodiorítica de los otros bloques béticos. Por otra parte, el manto del Bloque de Almería es unas dos veces más resistente que el de Cartagena. En concordancia,

el espesor mecánico de la litosfera del Bloque de Cartagena (50 km) es menor que el de Almería.

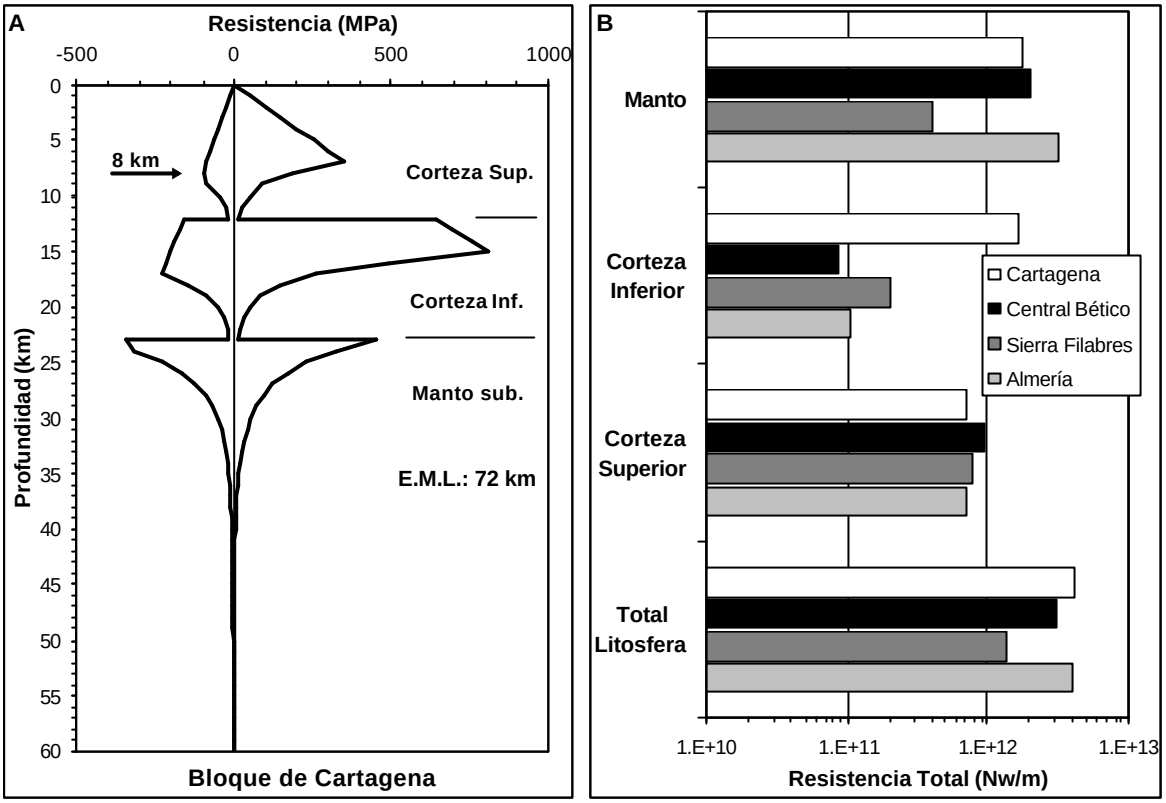


Figura 4.25. A. Perfil reológico del Bloque de Cartagena. B. Comparación entre las resistencias totales de las capas que forman la litosfera en todos los bloques del Dominio Bético.

4.7.4. Análisis geológico profundo

4.7.4.1. Marco tectónico

La estructura tectónica del Bloque de Cartagena es similar a la expuesta anteriormente para los bloques Central Bético, Sierra Filabres y Almería. Destaca, sin embargo, la importancia que adquiere el desarrollo de grandes zonas de falla durante el Neógeno, concretamente de la llamada Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (Silva et al., 1993), compuesta por las fallas de Carboneras, Palomares, Alhama de Murcia, Carrascoy, Crevillente (Sector Alicante) y Bajo Segura. Por otra parte, el Bloque de Cartagena difiere de los otros bloques béticos en la presencia del sistema de fallas WNW-ESE.

Otra característica diferente de los bloques Central Bético y Sierra Filabres, es la localización de volcanismo andesítico y, en relación con el Bloque de Almería, de vulcanismo basáltico. La edad de las últimas emisiones en el primer caso es de finales del Neógeno (Tortoniense-Messiniense), mientras que en el segundo es Plioceno y Cuaternario (2,8 y 1 ma, respectivamente) (I.T.G.E., 1994). La producción de vulcanismo andesítico debe tener su origen en el calentamiento de la corteza inferior bética, de composición cuarzodiorítica, por efecto de la prolongación por el interior del continente desde mediados del Neógeno de los procesos de apertura del Mar de Alborán y de la Cuenca Sur Balear, respectivamente para el Bloque de Almería y el de Cartagena. Este calentamiento cortical debió ser mayor en el Bloque de Cartagena, lo que explicaría la composición máfica de su corteza inferior en relación con la de Almería y la emisión del vulcanismo basáltico.

Desde finales del Neógeno, y durante el Cuaternario, el Bloque de Cartagena está experimentando un levantamiento generalizado acompañado de la aparición de sistemas de fallas con cinemáticas normales y direccionales (Somoza, 1989; Zazo et al., 2003). El perfil de resistencia de la litosfera calculado anteriormente debe considerarse representativo de este periodo.

4.7.4.2. Fracturación interna

En el interior del Bloque de Cartagena se han identificado tres sistemas de fallas: NW-SE, N-S a NNE-SSW, NE-SW y WNW-ESE (cf. tabla 3.11). La cinemática de las deformaciones recientes reconocidas en campo de los sistemas NW-SE, N-S a NNE-SSW y WNW-ESE son de falla normal con cierta componente variable de desgarre (cf. 3.11.2). De acuerdo con este funcionamiento el buzamiento de estas fallas debe variar entre 90 y 60º para el caso de falla normal pura y desgarre puro, respectivamente. En el caso de las fallas NE-SW predomina un funcionamiento inverso-direccional y por tanto un buzamiento también comprendido en el rango 60-90º. Las longitudes máximas que presentan las fallas de todos estos sistemas en superficie es de unos 10 km. Su profundidad máxima debe situarse dentro de la corteza superior.

4.7.4.3. Accidentes de Palomares y Mazarrón

Bajo esta denominación se incluyen las zonas de falla de Palomares y Las Moreras-Escarpe de Mazarrón tanto en sus partes continental como submarina. Ambas zonas de falla deberían ser denominadas "accidentes", puesto que constituyen extensas zonas de debilidad cortical (con un ancho medio de unos 15 km) a través de las cuales irrumpen centros de emisión volcánicos calcoalcalinos de edad fini-neógena. Las observaciones geofísicas disponibles en esta zona apuntan a un adelgazamiento de la corteza hacia el interior del Mar Sur Balear, en concordancia con el gradiente creciente de anomalía de Bouguer y el aumento del flujo térmico (cf. figs. 4.8 y 4.9). Así mismo, los escarpes de Mazarrón y Palomares constituyen el paso a la llanura abisal de la Cuenca Sur Balear. De acuerdo con este conjunto de observaciones estos accidentes han sido interpretados como la zona de contacto entre la corteza continental bética y la corteza oceánica Sur Balear (Comas et al., 2000). Ambos accidentes deben alcanzar por tanto profundidades mantélicas y, de acuerdo con la estructura tectónica superficial (Weijermars, 1987) e interpretación geodinámica de la formación del Arco de Águilas (Coppier et al., 1989), un buzamiento subvertical.

4.7.4.4. Fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy

El corredor tectónico compuesto por las fallas de Alhama de Murcia y de Carrascoy materializa el límite entre dos bloques corticales de espesores, propiedades térmicas, composición y características reológicas diferentes: Central Bético y Cartagena. Este último representa, respecto del primero, un adelgazamiento cortical de unos 10 km y un importante incremento del flujo térmico. Así mismo, esta transición se acompaña por un gradiente de la anomalía de Bouguer perpendicular a la dirección de las fallas y creciente hacia el interior del Bloque de Cartagena (cf. fig. 4.8). Ambas fallas deben alcanzar por tanto profundidades matélicas. El funcionamiento cinemático oblicuo que presentan ambas fallas desde el inicio de su desarrollo a mediados del Neógeno y durante el Cuaternario indican que el buzamiento de esta discontinuidad cortical debe ser subvertical (>65-70º) (Silva, 1994; Martínez-Díaz, 1998).

4.7.4.5. Anticlinorio del Bajo Segura: fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas

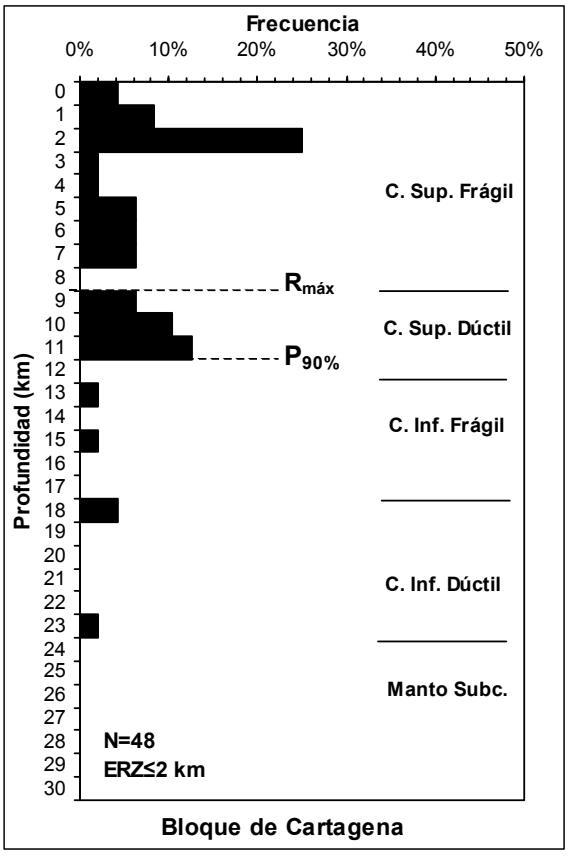
El Anticlinorio del Bajo Segura es una estructura tectónica compleja de gran extensión, tanto continental como marina, desarrollada durante el Cuaternario (Goy et al., 1990; Alfaro et al., 2002) (cf. 3.11.3). El Anticlinorio del Bajo Segura constituye una zona de debilidad de la corteza superior del Bloque de Cartagena. En su parte interna continental se localizan las fallas de mayor importancia: Falla del Bajo Segura y fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas.

De acuerdo con el trabajo de Taboada et al. (1993) la geometría profunda de la Falla del Bajo Segura puede variar entre fallas inversas simples, nucleadas en la corteza superior y con un buzamiento medio de unos 60º, o una estructura compleja en rampas y despegues. Las fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas deben alcanzar así mismo profundidades de corteza superior, si bien su buzamiento en profundidad debe ser subvertical, dado el funcionamiento direccional que estas fallas han tenido desde el Messiniense hasta comienzos del Cuaternario (Montenat et al., 1990b).

4.7.5. Análisis sismotectónico profundo

4.7.5.1. Distribución de la sismicidad con la profundidad

La distribución de la ocurrencia de sismicidad con la profundidad en este bloque es muy similar a la observada en los bloques de Almería y Sierra Filabres (**Fig. 4.26**) y, así mismo, adolece del pequeño tamaño de la muestra considerada. Sin embargo, pueden distinguirse claramente dos rangos principales de profundidades: 0-7 y 9-11 km. El primer rango coincide aproximadamente con el espesor de la corteza superior frágil y el segundo con la base de la corteza superior en régimen dúctil. También es destacable la ocurrencia de sismicidad (8%) a profundidades de corteza inferior (>12 km).



Al igual que en los bloques de Sierra Filabres y Almería, el pico de resistencia frágil de la corteza superior se sitúa algunos km por encima del percentil 90. Esta situación puede significar la existencia de familias de fallas con profundidades máximas frágiles diferentes o que la muestra analizada comprende una importante fracción de sismos relacionados con la actividad de las grandes fallas de los bordes. El análisis sismotectónico de la distribución espacial de los focos será, por tanto, de gran importancia.

Figura 4.26. Histograma de la frecuencia relativa del número de eventos sísmicos con la profundidad en el Bloque de Cartagena. El error de localización vertical de la sismicidad es menor o igual a 2 km. $P_{90\%}$: Percentil 90; $R_{máx}$: Pico de resistencia de la corteza superior.

4.7.5.2. Distribución espacial: elección de rangos de profundidad y muestra

El estudio de la distribución espacial de los focos sísmicos se realizará de acuerdo a los rangos de profundidades mostrados en la **Tabla 4.18**. Con objeto de emplear una muestra mayor de terremotos se considerarán focos con error en la localización vertical (erz) de hasta 5 km. La distribución con la profundidad de esta muestra no presenta diferencias significativas respecto a la muestra de sismos con erz≤2 km.

Rango (km)	Posición Cortical	Reología	Sismicidad	
			erz≤2 km	erz≤5 km
0 – 8	Corteza Superior	Frágil	60%	63%
9 – 12		Dúctil	29%	26%
13 – 17	Corteza Inferior	Frágil	4%	5%
18 – 23		Dúctil	6%	5%
> 23	Manto Subcrustal	Dúctil	0%	1%

Tabla 4.18. Rangos de profundidades empleados para el estudio sismotectónico de la distribución espacial de los focos en el Bloque de Cartagena, con indicación de la posición cortical, reología y frecuencia relativa de la ocurrencia de eventos. La distribución de eventos con erz≤5 km es muy similar a la de eventos con erz≤2 km. erz, error de localización vertical.

4.7.5.3. Distribución por el interior del Bloque de Cartagena

La sismicidad del Bloque de Cartagena se distribuye preferentemente a lo largo y ancho de sus bordes (**Fig. 4.27**). Los eventos de corteza superior frágil (0-8 km) se distribuyen de modo bastante uniforme mientras que los de corteza superior dúctil (9-12 km) aparecen formando concentraciones sobre la traza de las grandes fallas que controlan los bordes de este bloque. Los eventos más profundos (>12 km) también se localizan preferentemente a lo largo de los bordes del bloque, si bien presentan una distribución más dispersa.

En el análisis sismotectónico de superficie se observó que la sismicidad instrumental moderna de esta zona se distribuía preferentemente en el borde norte del Campo de Cartagena y en el área del Arco de Águilas. En el primer caso se identificaron dos agrupaciones y dos series sísmicas de baja magnitud (SE de Murcia 1999 y 2002). Aproximadamente un tercio de los eventos con erz≤5 km que componen estas agrupaciones y series presentan el foco situado entre los 9 y 10 km de profundidad. Si bien la ocurrencia de esta sismicidad se relacionó con la actividad de fallas de los sistemas NW-SE y NNE-SSW, también es posible que algunos de los eventos, especialmente los más profundos, estén relacionados con la Falla de Carrascoy, situada inmediatamente al norte. En el área del Arco de Águilas se localiza la Serie Sísmica de Mazarrón 1996 y una serie de eventos a profundidades de corteza inferior. Esta sismicidad se estudia en el apartado del Accidente del Escarpe de Mazarrón (cf. 4.7.5.5).

Finalmente, debe admitirse que la escasa sismicidad que presenta el interior de este bloque no permite establecer relaciones sismotectónicas claras con la fracturación interna. Sin embargo, si se tiene en cuenta que la mayor parte de los eventos que componen la muestra analizada en el apartado 4.7.5.1 proceden de los bordes del bloque, debe aceptarse que la fracturación del interior bloque es únicamente responsable de la ocurrencia de sismicidad en la corteza superior frágil (0-8 km).

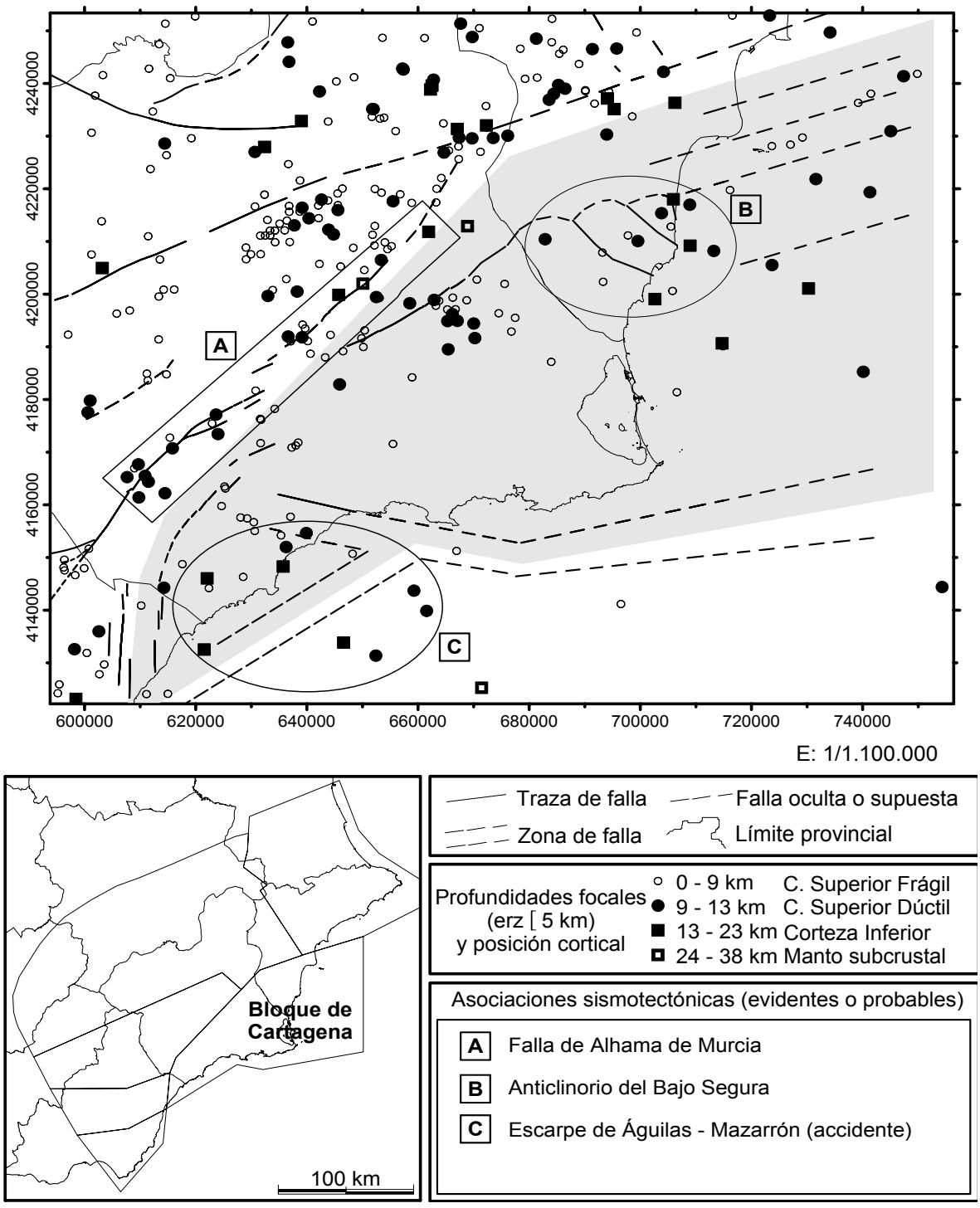


Figura 4.27. Representación de la profundidad focal de la sismicidad y de las principales zonas de falla en el Bloque de Cartagena. El área ocupada por el bloque se muestra en sombreado. Nótese la correspondencia existente entre los rangos de profundidades focales y la capa cortical que comprenden dentro del bloque. Se señalan las asociaciones sismotectónicas deducidas.

4.7.5.4. Accidente de Palomares

A lo largo y ancho de la extensa Zona de Falla de Palomares el registro de sismicidad moderna es bastante escaso. Destaca únicamente la localización de 7 eventos con focos de profundidad entre 10 y 20 km (erz≤4), situándose los más profundos en la zona de enlace con el Corredor de Las Alpujarras (fig. 4.23). En el análisis sismotectónico de superficie no fue posible discernir relaciones sismotectónicas claras con la Falla de Palomares (cf. 3.12.6.4), pudiéndose atribuir la ocurrencia de ésta también a la actividad de fallas del sistema NW-SE. El

estudio de la distribución de los focos permite sin embargo atribuir esta sismicidad a la actividad de las fallas que conforman en profundidad el Accidente de Palomares.

4.7.5.5. Accidente de Mazarrón

La sismicidad a lo largo y ancho del Accidente de Mazarrón se distribuye fundamentalmente en su parte continental (Falla de las Moreras) donde se identificó la Serie Sísmica de Mazarrón 1996 (m=4,5) (cf. aptdo. 3.11.7.1 y fig. 3.21). Los 9 eventos que componen la serie se localizan en los primeros 6 km de la corteza (erz≤2-4), a excepción de uno que se sitúa a 9 km de profundidad (**Fig. 4.27**). La ocurrencia de esta sismicidad tan superficial no permite establecer ninguna relación evidente con el Accidente del Escarpe de Mazarrón. Sin embargo, en el área del Arco de Águilas y en su parte marina (Escarpe de Águilas), si se admite una distancia de hasta 12 km desde la zona de falla principal, se identifican 4 eventos con profundidades entre 13 y 21 km y otros 3 entre 10 y 12 km. La ocurrencia de estos eventos posiblemente esté relacionada con la actividad en profundidad de las fallas que conforman ambas zonas de debilidad cortical.

La ausencia de sismicidad en los otros tramos marinos (Pto. de Mazarrón-Este de Cabo Tiñoso y Este de Cabo Tiñoso-Este de Cabo de Palos) no permite establecer ninguna relación sismotectónica

4.7.5.6. Falla de Alhama de Murcia

En el análisis sismotectónico de superficie de la Zona de Falla de Alhama de Murcia se identificaron 4 agrupaciones sísmicas de importancia, así como la serie de baja magnitud del SW Lorca 2000, que fue relacionada con la actividad de la falla en el segmento Puerto Lumbreras-Lorca (cf. aptdo. 3.8.6.4 y fig. 3.15). Solamente uno de los 9 eventos que componen esta serie presenta el error de localización vertical calculado (erz=2 km) y presenta una profundidad de 11 km.

A lo largo de la traza principal de la falla, y a una distancia de unos 4 km de ella, se localizan 13 eventos a profundidades de corteza superior dúctil (9-12 km), 2 a profundidades de corteza inferior (13-23 km) y 2 a profundidades mantélicas (>23 km) (**Fig. 4.27**). La ocurrencia de esta sismicidad debe atribuirse a la actividad de la Falla de Alhama de Murcia.

4.7.5.7. Falla de Carrascoy

En el análisis sismotectónico de superficie no fue posible establecer ninguna relación sismotectónica clara con la Falla de Carrascoy (aptdo. 3.11.7.3). Así mismo, la representación de focos de profundidades de corteza superior dúctil o corteza inferior a lo largo de la zona de falla es muy escasa como para atribuirla con claridad a la actividad profunda de la falla. Destacan únicamente dos eventos con profundidad de 11 km (erz=1 km) (**Fig. 4.27**). Sin embargo, dado el carácter mantélico de esta falla debe suponerse que su actividad frágil puede alcanzar profundidades del mismo orden que las deducidas para la cercana Falla de Alhama de Murcia.

4.7.5.8. Anticlinorio del Bajo Segura: fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas

A lo largo de la extensión que ocupa el Anticlinorio del Bajo Segura se han identificado 8 terremotos (3,5≤m≥2,0) localizados en la corteza superior dúctil (10-12 km) (erz≤4), y 2 eventos en la corteza inferior, a 18 y 20 km de profundidad (erz≤3) (**Fig. 4.27**). La ocurrencia de la sismicidad localizada en la parte interna del anticlinorio, debe estar relacionada con la actividad de las fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas. Si bien, de modo

similar a lo que se dedujo en el análisis sismotectónico de superficie (cf. 3.11.7.2), no es posible discernir la sismicidad de la que es responsable cada falla.

4.7.6. Resumen y resultados

4.7.6.1. Interior del Bloque

El Bloque de Cartagena presenta un perfil reológico muy diferente del de los otros bloques definidos en el Dominio Bético (cf. figs. 4.25a y 4.20a,b,c). La principal diferencia radica en la corteza inferior, cuya composición más máfica, le confiere mucha más resistencia. No obstante, la resistencia de la corteza superior es del mismo orden que en los otros bloques béticos y, concretamente, igual a la del Bloque de Almería. El pico de resistencia frágil se alcanza a los 8 km de profundidad.

El percentil 90 de la distribución de la sismicidad con la profundidad se localiza varios km por debajo del pico de resistencia de la corteza superior, aproximadamente en coincidencia con el paso a la corteza inferior (12 km) (fig. 4.26). La sismicidad se concentra en dos rangos de profundidades principales: 0-8 y 9-11 km. El primero coincide aproximadamente con el espesor de la corteza superior frágil y el segundo con su base dúctil. De acuerdo con el análisis sismotectónico realizado, únicamente la ocurrencia de sismicidad en el primer rango de profundidades puede asociarse a la actividad de los sistemas de fallas del interior del bloque.

Por tanto, la profundidad máxima de rotura frágil de la fracturación interna del Bloque de Cartagena debe estimarse en 8 km, en coincidencia con la localización del pico de resistencia de la corteza superior.

4.7.6.2. Accidentes de Palomares y Mazarrón

Los accidentes de Palomares y Mazarrón constituyen una zona de debilidad cortical que significa el contacto entre el Dominio Cortical Bético y la corteza oceánica de la Cuenca Sur Balear. La distribución de la sismicidad a lo largo ambos accidentes es bastante escasa, si bien destaca la localización de sismos a profundidades de corteza superior dúctil (10-12 km) y corteza inferior (>12 km) (fig. 4.27). La ocurrencia de esta sismicidad no puede atribuirse a una falla singular sino a la actividad conjunta de las fallas que en profundidad conformen ambas zonas de debilidad cortical. La profundidad máxima de rotura frágil de las fallas que en superficie conforman ambos accidentes debe estimarse de igual modo que con la fracturación interna.

4.7.6.3. Fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy

Las fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy constituyen conjuntamente una discontinuidad de profundidad mantélica y buzamiento subvertical. La sismicidad que se distribuye a lo largo de la Zona de Falla de Alhama de Murcia presenta numerosos eventos localizados en su gran mayoría a profundidades de corteza superior dúctil (9-12 km), y en menor medida a profundiades de corteza inferior (13-23) y mantélicas (>23 km) (fig. 4.27). Por el contrario, la Zona de Falla de Carrascoy presenta una escasa representación de eventos sísmicos que no permite el establecimiento de ninguna relación sismotectónica.

La profundidad máxima de rotura frágil en estas fallas puede situarse en el intervalo comprendido desde el techo de la corteza inferior del Bloque de Cartagena, a 12 km, hasta el máximo de resistencia localizado a 15 y 17 km, para roturas en compresión y tensión, respectivamente (fig. 4.25a). Sin embargo, de acuerdo con la geoterma calculada para este bloque (fig. 24), la temperatura alcanzada a las profundidades de 15 y 17 km (458 y 518ºC, respectivamente) sobrepasa el dominio de deformación semifrágil y, por tanto, la posibilidad de

propagación de la rotura cosísmica. En este trabajo se asumirá una profundidad máxima de rotura frágil de 12 km (367ºC), que coincide con el límite inferior de la concentración preferente de sismicidad en la corteza superior dúctil (9-12 km) así como con el repunte de resistencia del inicio de la corteza inferior.

4.7.6.4. Fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas

Las fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas son fallas nucleadas en la corteza superior del Bloque de Cartagena. El buzamiento medio de la Falla del Bajo Segura puede asumirse en 60º mientras que los de las fallas de Torrevieja y San Miguel de Salinas son subverticales. En el área que ocupan estas fallas, la parte interna del Anticlinorio del Bajo Segura, se localizan numerosos eventos sísmicos a profundidades de corteza superior dúctil (9-12 km) y, en menor media, a profundidades de corteza inferior (>12 km) (fig. 4.27). La ocurrencia de esta sismicidad debe atribuirse a la actividad en conjunto de estas fallas.

La profundidad máxima de rotura frágil en estas fallas se situará a 12 km. La justificación de esta profundidad se argumenta del mismo modo que en el caso de las fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy (aptdo. 4.7.6.3).

4.8. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos a lo largo de este capítulo pueden agruparse en tres grandes apartados. En el primero se exponen y discuten las relaciones encontradas entre las características de la sismicidad y las propiedades resistentes y térmicas de cada bloque cortical. En el segundo y el tercero se exponen los resultados obtenidos en relación con la estimación de la profundidad máxima de rotura frágil en los bloques corticales y grandes fallas, respectivamente, y la magnitud momento que puede derivarse de ésta. En ambos apartados se presta especial interés en discutir la incertidumbre asociada al valor de la magnitud y las diferencias que ésta presenta respecto a las magnitudes estimadas en el Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie (cap. 4). En el apartado de grandes fallas se discute, además, la influencia de la variación del valor de la magnitud en la estimación de la recurrencia de los eventos máximos en las grandes fallas de actividad muy alta.

4.8.1. Relaciones entre la resistencia y gradiente geotérmico de la corteza superior y las características de la sismicidad

Aproximadamente el 90% de la sismicidad contenida en los diferentes bloques corticales definidos en este trabajo se localiza en la corteza superior. De esta fracción, aproximadamente el 80% se concentra en la corteza superior frágil (equivalente al 75% de la sismicidad total). La resistencia total de la corteza superior, la profundidad del límite frágil-dúctil y, el gradiente geotérmico, representan tres parámetros fundamentales para entender la ocurrencia de sismicidad en el interior de cada bloque y las variaciones de ésta de unos a otros (cf. 4.2.8). De acuerdo con los valores de estos parámetros se presenta en la **Tabla 4.19** una clasificación de los diferentes bloques corticales definidos en la zona de trabajo y sus características sísmicas en cuanto a profundidad media de la sismicidad y valor del índice de densidad sísmica (número de sismos contenidos en la corteza superior frágil por 1000 dividido por este volumen en km^3).

De modo sencillo pueden diferenciarse dos clases diferentes de bloques: relativamente "Calientes y Blandos" y relativamente "Fríos y Resistentes". En los bloques que forman ambas clases se cumple una relación inversa entre el gradiente geotérmico, la resistencia de la corteza superior y profundidad del límite frágil-dúctil. Es decir, a mayor gradiente geotérmico menor resistencia de la corteza superior y menor profundidad del límite frágil-dúctil, y viceversa. Los

bloques más calientes y menos resistentes se localizan en la parte interna del Orógeno Bético, mientras que los fríos y resistentes se localizan en la parte externa (**Fig. 4.28**).

CLASES RELATIVAS	BLOQUES	Gr.Geot. (ºC/km)	Resist. Total C.Superior (Nw/m)	Prof. F-D (km)	Área superf. (km^2)	Núm. eventos	Índice de Densidad Sísmica	Prof. media (km)
Fríos y Resistentes	Prebético	22	$12{,}6 \cdot 10^{11}$	11	18.508	118	0,6	5
	Valenciano	24	$11{,}5 \cdot 10^{11}$	11	10.530	51	0,4	7
	Central Bético	24	$9{,}6 \cdot 10^{11}$	10	6.310	130	2,1	3
Calientes y Blandos	Sierra Filabres	27	$7{,}8 \cdot 10^{11}$	9	2.504	39	1,7	4
	Almería	29	$7{,}1 \cdot 10^{11}$	8	1.935	23	1,5	3
	Cartagena	29	$7{,}1 \cdot 10^{11}$	8	9.745	29	0,4	3

Tabla 4.19. Clasificación de los bloques corticales en función del gradiente geotérmico, resistencia total de la corteza superior y profundidad del límite frágil-dúctil (F-D). También se índica el área en superficie del bloque, el número de eventos contenidos en la corteza superior frágil, índice de densidad sísmica (número de sismos x 1000/volumen en km^3) y la profundidad media de esta sismicidad. Todos los parámetros sísmicos han sido obtenidos a partir de una muestra de eventos con error de localización vertical inferior o igual a 2 km.

En conjunto, la sismicidad de los bloques más calientes y blandos presenta una profundidad media de la sismicidad menor que la de los bloques fríos y resistentes. Por otra parte, el índice de densidad sísmica es de 3 a 5 veces mayor en los bloques calientes y blandos que en los bloques fríos y rígidos.

Sin embargo, hay que destacar dos importantes resultados anómalos. Concretamente, el Bloque de Cartagena presenta un índice de densidad sísmica muy bajo en relación con los otros bloques calientes y blandos. Este resultado puede ser explicado de dos maneras muy diferentes: 1) la muestra de terremotos empleada no era representativa o, 2) el gradiente geotérmico promedio de todo el Bloque de Cartagena es superior al estimado, o, dicho de otro modo, que el valor del flujo térmico inferido del mapa de Fernández et al. (1998) es en realidad mayor.

En este trabajo se admite como correcta la explicación 2. La ocurrencia de sismicidad en el interior del Bloque de Cartagena es muy baja desde tiempos históricos (cf. 3.11.7.1) y, por tanto, es más probable que la escasez de sismicidad sea debida a un mayor predominio de mecanismos de deformación dúctiles merced a un alto gradiente geotérmico y baja resistencia de la corteza superior (cf. 3.11.2). Por otra parte, en el Bloque Central Bético se da el caso inverso, un alto índice de densidad sísmica en relación con los otros bloques fríos y resistentes. Esta situación podría ser indicativa de que el flujo térmico considerado como representativo de este bloque es en realidad mayor o, simplemente, que el Bloque Central Bético constituye una clase intermedia entre los "fríos y resistentes" y los "calientes y blandos".

Estos resultados son, en conjunto, coherentes con los encontrados por otros autores (cf. 4.2.8). De modo preliminar puede admitirse que la tasa de ocurrencia anual de la sismicidad (λ) y la razón entre la ocurrencia de terremotos pequeños y grandes (parámetro *b*) debe ser diferente en los bloques "fríos y resistentes" a los "calientes y blandos".

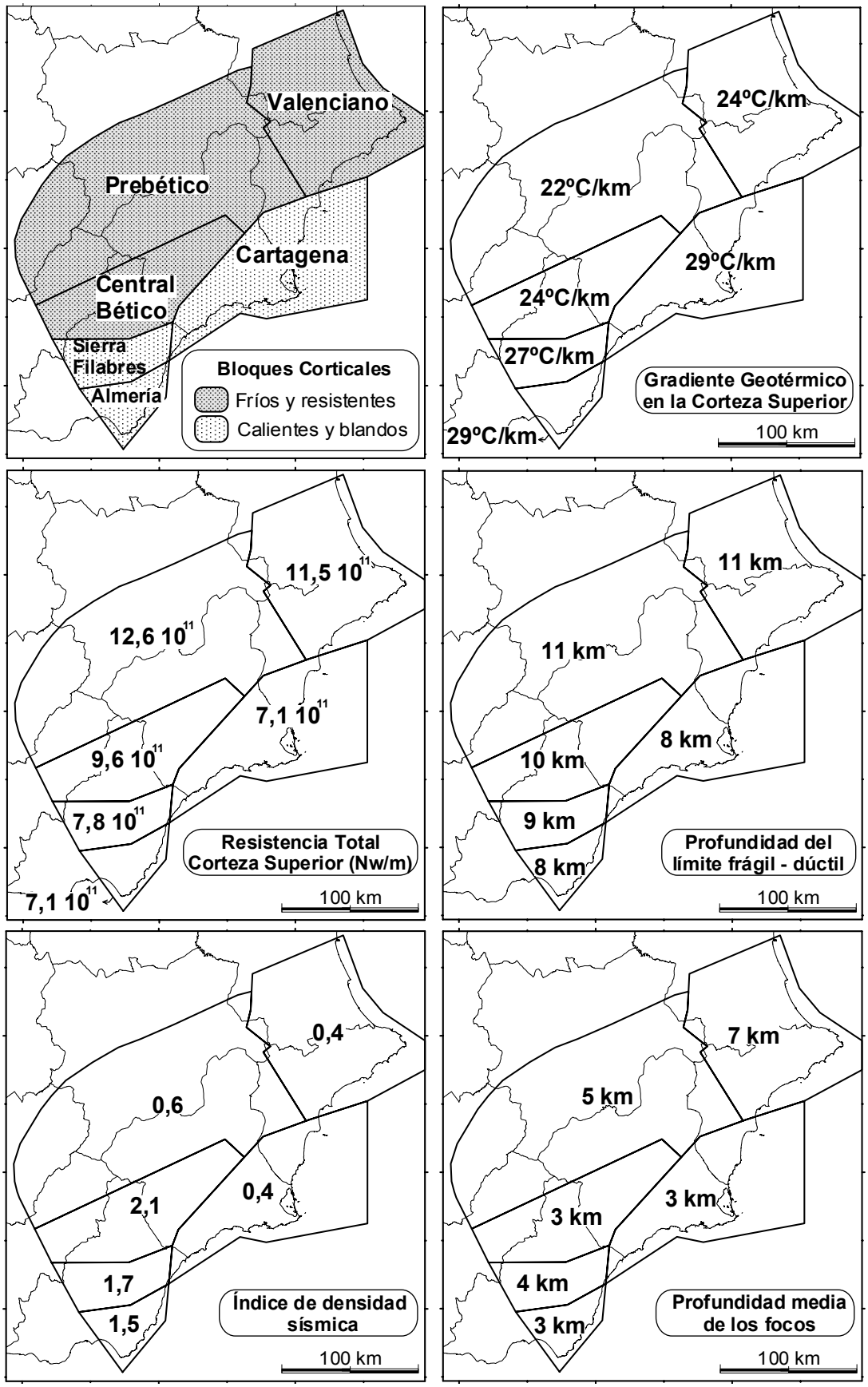


Figura 4.28. Representación de los parámetros resistentes y sísmicos empleados en la clasificación de los bloques corticales.

4.8.2. Fracturación Interna

La fracturación interna de los bloques corticales está constituida por los diferentes sistemas de fallas identificados en cada una de las zonas ME estudiadas en el capítulo anterior. Constituyen la excepción las fallas de Socovos-Calasparra y Jumilla, que quedan incluidas dentro de los bloques Prebético y Valenciano (cf. aptdo. siguiente). La profundidad máxima geológica de la fracturación interna se ha estimado en todos los casos a nivel de la corteza superior. Por otra parte, el buzamiento general de las fallas se ha estimado variable, en conjunto, entre 60- 90º.

El análisis sismotectónico de la distribución espacial de los focos por el interior de los bloques ha puesto de manifiesto la relación existente entre la ocurrencia de sismicidad en la corteza superior frágil y la fracturación interna. El Bloque Valenciano constituye, sin embargo, una excepción. Dado que por el interior de este bloque se distribuye una importante fracción de sismicidad localizada en la corteza superior dúctil y a techo de la corteza inferior, se ha de admitir que la fracturación interna alcanza en regimen frágil tales profundidades.

Estimación de la profundidad máxima de rotura frágil: En los bloques Central Bético y Prebético la profundidad del pico de resistencia de la corteza superior coincide aproximadamente (±1 km) con el percentil 90 y con un máximo de la frecuencia de ocurrencia de sismicidad. En estos casos la profundidad máxima de rotura frágil se ha localizado a la misma profundidad que el pico de resistencia. Por el contrario, en el Bloque Valenciano el pico de resistencia de la corteza superior coincide con un importante máximo relativo de sismicidad pero no con el percentil 90, que se sitúa varios km (>3 km) por debajo, en coincidencia con otro máximo relativo de sismicidad y con la aparición de la corteza inferior. En este caso, dado que el análisis sismotectónico también así lo indicaba, la profundidad máxima de rotura frágil se ha localizado a techo de la corteza inferior. Así mismo, en los bloques de Sierra Filabres, Almería y Cartagena el percentil 90 se sitúa varios km por debajo del pico de resistencia, en coincidencia con un máximo relativo de sismicidad y la aparición de la corteza inferior. Sin embago, a diferencia del Bloque Valenciano, el pico de resistencia de la corteza superior no coincide con un máximo de sismicidad. En estos casos, el análisis sismotectónico puso de manifiesto la distribución preferente que la sismicidad más profunda mantiene en relación con las grandes fallas o accidentes tectónicos de los bordes de estos bloques y, por tanto, la profundidad máxima de rotura frágil de la fracturación interna ha sido finalmente situada en coincidencia con la del pico de resistencia de la corteza superior frágil.

Estimación de la magnitud momento máxima: La magnitud momento que cada bloque cortical es capaz de producir se muestra en la **Tabla 4.20**. Estos valores han sido obtenidos de acuerdo con la metodología explicada en el aptdo. 4.2.7 y considerando una inclinación del plano de falla de 60º en todos los casos. Los mayores valores de magnitud se alcanzan en el Bloque Valenciano, en coherencia con la localización de las trazas de falla con mayor longitud en superficie y las profundidades frágiles mayores de toda la zona de trabajo. Los bloques Prebético y Central Bético presentan resultados idénticos. Así mismo, los bloques de Almería y Sierra Filabres presentan valores de magnitud prácticamente iguales. Por último, el rango de magnitudes máximas posible menor tiene lugar en el Bloque de Cartagena.

Fuentes de incertidumbre: La incertidumbre de tipo metodológico, asociada al valor de la magnitud momento deriva de dos fuentes principales: 1) la estimación de la profundidad máxima frágil y, 2) el empleo de la longitud máxima de la traza superficial de las fallas. En este trabajo debe admitirse que los valores de profundidad máxima de rotura frágil determinados presentan una variación del orden de ±2 km. Este valor resulta de considerar la variabilidad que presenta la profundidad del pico de resistencia frágil de la corteza superior para variaciones en el flujo térmico y tasa de deformación (cf. fig. 4.3); así como de considerar el propio error de localización vertical de la muestra de sismicidad empleada (erz≤2 km). Respecto al empleo de

la longitud máxima de la traza superficial de las fallas deben considerarse dos cuestiones. La primera es en relación con la asunción de que esta distancia es representativa de la longitud de rotura cosísmica en superficie, aspecto que fue discutido en el capítulo anterior (cf. 3.2.4). La segunda es sobre si, admitida la anterior asunción, se puede admitir que esta distancia es representativa de la longitud de rotura cosísmica en profundidad. Como se discutió en el apartado 4.2.7, la longitud de rotura en profundidad es unas 1,3 veces superior a la longitud de rotura en superficie (fig. 4.5). Esta observación implica, por tanto, considerar los valores de magnitud (AR) obtenidos en este capítulo como una estimación mínima de la magnitud momento del evento máximo. Es conveniente resaltar que ambas fuentes de incertidumbre tienen una influencia máxima de tan solo una décima en el valor de la magnitud momento, para los valores de longitud máxima en superficie y buzamiento considerados en la **Tabla 4.20**. Esta variación está comprendida en la propia incertidumbre estadística de la regresión (σ=0,24) (Wells y Coppersmith, 1994).

Bloque Cortical	Profundidad Rotura (km)	Longitud Rotura (km)	Área de Rotura (km^2)	Magnitud Momento (AR)	Magnitud Momento (LRS)	Magnitud Momento (AR_C)
Valenciano	15	15 – 20	255 – 340	6,43 – 6,55	6,44 – 6,59	6,55 – 6,67
Prebético	11	5 – 10	65 – 130	5,85 – 6,14	5,89 – 6,24	5,97 – 6,26
Central Bético	11	5 – 10	65 – 130	5,85 – 6,14	5,89 – 6,24	5,97 – 6,26
Sierra Filabres	9	10 – 15	100 – 150	6,03 – 6,20	6,24 – 6,44	6,15 – 6,32
Almería	8	10 – 15	90 – 135	5,99 – 6,16	6,24 – 6,44	6,11 – 6,28
Cartagena	8	5 – 10	45 – 90	5,69 – 5,99	5,89 – 6,24	5,82 – 6,11

Tabla 4.20. Parámetros de rotura cosísmica y magnitud momento estimadas en cada bloque cortical. Profundidad de Rotura: profundidad máxima de rotura frágil; Longitud de Rotura: rango de longitudes máximas más frecuentes de las trazas de falla en superficie estimadas en cada una de las zonas morfoestructurales que abarca cada bloque; Área de Rotura: área de rotura calculada a partir de los anteriores parámetros y considerando un plano de falla de buzamiento 60º; Los tres valores de magnitud expuestos se corresponden con valores obtenidos a partir del área de rotura cosísmica (AR), la longitud de rotura en superficie (LRS) y el área de rotura para la longitud de rotura en profundidad (RA_C). Explicaciones en el texto. La desviación estándar del valor de magnitud (AR) es 0,24 (Wells y Coppersmith, 1994).

Comparación con magnitudes momento obtenidas a partir de la longitud de rotura en superficie (LRS): Para los datos expuestos en la **Tabla 4.20** la magnitud (LRS) puede llegar a ser hasta 3 décimas superior a la magnitud (AR). Sin embargo, si se admite que la longitud de rotura en profundidad es 1,3 veces mayor que la superficial, la magnitudes obtenidas (RA_C) presentan diferencias máximas de una décima.

Por último, resulta interesante analizar la relación entre las magnitudes máximas posibles en cada bloque cortical con las clases relativas expuestas en el apartado anterior. Los bloques calientes y blandos presentan, en conjunto, valores muy similares a los bloques fríos y resistentes. Destacan, sin embargo, las excepciones del Bloque de Cartagena y del Bloque Valenciano. En el Bloque de Cartagena la magnitud máxima es menor que en los otros bloques "calientes y blandos" (Almería y Sierra Filabres), mientras que en el Bloque Valenciano se da el caso inverso pero en relación con los bloques "fríos y resistentes" (Central Bético y Prebético). La relación entre la magnitud máxima y el estado térmico y resistencia de un bloque cortical es más dudosa que con la ocurrencia de sismicidad. El potencial sísmico de un bloque cortical puede ser una característica heredada, en gran parte, de la evolución geodinámica particular del bloque. Este podría ser el caso del Bloque Valenciano, donde la longitud de las fallas es mayor que en ningún otro bloque y, por tanto, la magnitud máxima posible es, así mismo, mayor.

4.8.3. Grandes fallas

Los límites entre los bloques corticales definidos en este trabajo están constituidos por grandes fallas o accidentes de carácter profundo. Constituyen una excepción las fallas de Socovos-Calasparra y Jumilla, que quedan incluidas dentro de los bloques Prebético y Valenciano. La realización de nuevos estudios geofísicos profundos quizá evidencie el posible carácter de límite entre cortezas de espesor, estructura y/o propiedades diferentes que puedan tener estas fallas. La diferencia entre los términos Gran Falla y Accidente se explicó en el apartado 4.2.4.

La profundidad máxima geológica de los accidentes y grandes fallas identificados se sitúa prácticamente en todos los casos a nivel de la corteza inferior, y con bastante frecuencia a nivel del manto (**Tabla 4.21**). La gran profundidad que alcanzan estas zonas de falla es reflejo de las bruscas variaciones laterales de espesor cortical presentes en el SE de, así como por el importante carácter direccional que presentan la mayoría de estas zonas de falla.

El análisis sismotectónico profundo ha permitido evidenciar, en la mayoría de las grandes fallas y accidentes, relaciones sismotectónicas profundas (**Tabla 4.21**). Este resultado contrasta con la escasez de relaciones sismotectónicas que pudieron obtenerse en el análisis de superficie del capítulo anterior. Las relaciones sismotectónicas se han establecido sobre la base de la distribución preferente a lo largo de la zona de falla de focos de profundidad superior a la sismicidad distribuida por el interior de los bloques, que, a excepción del Bloque Valenciano, se localiza en todos los casos dentro la corteza superior frágil. El foco de estos eventos más profundos se sitúa prácticamente todos los casos en un rango de profundidades que abarca la parte dúctil de la corteza superior y los primeros km de la corteza inferior, en coherencia con la mayor profundidad geológica que alcanzan las grandes fallas en relación con la fracturación interna del bloque. Destacan las zonas de falla de Crevillente (parte submarina del Sector Alicante), Alhama de Murcia y, especialmente el Corredor de Las Alpujarras, por presentar, además, sismicidad a profundidades mantélicas.

Respecto a la parte submarina de la Falla de Crevillente (Sector Alicante) resulta importante señalar que, de acuerdo a la información geológica procedente de los estudios de la plataforma continental, la falla en este segmento se encontraba fosilizada por depósitos plio-cuaternarios marinos (cf. 3.10.5). Sin embargo, las relaciones sismotectónicas encontradas permiten presumir la existencia de deformaciones mucho más modernas en este segmento de la Falla de Crevillente. La realización de cartografías de mayor detalle de la plataforma continental alicantina quizá confirmen esta suposición.

Por otra parte, el análisis sismotectónico profundo ha confirmado el carácter de accidente (zona de debilidad cortical) de algunas zonas de falla identificadas como tales en el capítulo anterior (Vinalopó, Palomares y Escarpe de Mazarrón). También ha puesto de manifiesto nuevas evidencias a favor de la existencia de una gran falla profunda a lo largo del Valle del Almanzora (Falla del Almanzora?), así como que la Zona de Falla del Corredor de Las Alpujarras (Sector Almería) represente en verdad una extensa zona de debilidad cortical (Accidente de Las Alpujarras?) donde no pueda interpretarse la existencia de una falla principal.

El buzamiento en profundidad de prácticamente todas las grandes fallas y accidentes se estima que es subvertical (~90º), en coherencia con el predominante funcionamiento como desgarres que han tenido gran parte de estas zonas de fallas desde comienzos del Mioceno. Destaca la excepción de la Falla del Bajo Segura, de funcionamiento inverso reciente, para la cual se ha estimado un buzamiento medio de 60º.

Zona de Falla		Profundidad Geológica	Tipo	Relaciones Sismotectónicas Profundas	Buz. asumido	Profundidad Rotura Frágil (km)	Tª
Socovos-Calasparra		C. Superior (posib. C. Inf.)	Gran Falla	Evidenciadas	90º	15	344ºC
Jumilla (Sector Valencia)		C. Superior (posib. C. Inf.)	Gran Falla	Evidenciadas	90º	15	372ºC
Vinalopó		Manto	Accidente	Probables	60-90º	11	–
Crevillente (Sector Alicante)		Manto	Gran Falla	Evidenciadas	90º	15	372ºC
Crevillente (Sector Murcia)		Manto	Gran Falla	Evidenciadas	90º	15	381ºC
Almanzora		C. Inferior (posib. manto)	Accidente ó Gran Falla	Evidenciadas	90º	–	–
Corredor de Las Alpujarras		C. Inferior (posib. manto)	Gran Falla ó Accidente	Probables	90º	12	367ºC
Carboneras		C. Inferior	Gran Falla	Probables	90º	12	367ºC
Palomares		Manto	Accidente	Evidenciadas	90º	8	–
Escarpe de Mazarrón		Manto	Accidente	Probables	90º	8	–
Alhama de Murcia		Manto	Gran Falla	Evidenciadas	90º	12	367ºC
Carrascoy		Manto	Gran Falla	Probables	90º	12	367ºC
Anticlinorio del Bajo Segura	Bajo Segura	Corteza Superior	Gran Falla	Evidenciadas	60º	12	367ºC
	San Miguel de Salinas				90º		
	Torrevieja				90º		

Tabla 4.21. Profundidad máxima geológica, tipo de zona de falla, buzamiento asumido, relaciones sismotectónicas profundas y profundidad máxima de rotura frágil estimada para las grandes fallas y accidentes profundos del SE de España. En el caso de las grandes fallas profundas se indica además la temperatura de la profundidad máxima de rotura frágil. Explicaciones en el texto y en el apartado correspondiente a cada falla.

La estimación de la profundidad máxima de rotura frágil se ha realizado de modo diferente para Grandes Fallas y Accidentes. En este último caso, dado que no puede admitirse la existencia de un plano de falla singular, la profundidad máxima de rotura frágil se ha estimado para las fallas que en superficie conforman la estructura del accidente. Esta profundidad se ha estimado en todos los casos igual a la profundidad del pico de resistencia de la corteza frágil.

En el caso de las grandes fallas la profundidad máxima de rotura frágil se ha situado en todos los casos coincidente con el techo de la corteza inferior. Esta decisión se apoya en que: 1) el techo de la corteza inferior implica un repunte de la resistencia cortical en todos los perfiles reológicos realizados, 2) la localización preferente de focos a profundidades de corteza superior dúctil-corteza inferior a lo largo de las zonas de falla y, 3) la temperatura predicha a tal profundidad se sitúa dentro del dominio de deformación semifrágil (300ºC<Tª<450ºC) (cf. 4.2.6.2).

Estimación de la magnitud momento máxima: A partir de la profundidad máxima de rotura frágil, el buzamiento y la longitud máxima de la traza de falla en superficie se puede estimar el área de rotura cosísmica máxima (cf. 4.2.7). Conocido este valor se puede estimar empíricamente la magnitud momento del mayor terremoto que la falla es capaz de generar.

La magnitud momento se ha estimado únicamente en aquellas grandes fallas que presentan mayor interés en el cálculo de la peligrosidad sísmica (cf. 3.16). Estas fallas son aquellas donde la magnitud máxima posible estimada en el capítulo 3 era superior a la de las zonas ME adyacentes a la falla (cf. fig. 3.32) y, aquellas donde la recurrencia del evento máximo se estimó en menos de 10.000 años (cf. tabla 3.13). Los valores de las magnitudes en función del área de rotura cosísmica para estas fallas se presentan en la **Tabla 4.22**.

Fuentes de incertidumbre: De igual modo a como se explicó en el apartado anterior, de fracturación interna, la incertidumbre de tipo metodológico, asociada a estos valores de la magnitud deriva de dos fuentes principales: 1) la estimación de la profundidad máxima frágil y, 2) el empleo de la longitud máxima de la traza superficial de las fallas. La profundidad máxima de rotura frágil debe constituir en realidad un parámetro particular de cada falla, de acuerdo con sus características reológicas, de resistencia y térmicas propias. Dado que actualmente se carece de este tipo de información, se ha admitir que los valores obtenidos en este trabajo constituyen la mejor estimación posible de acuerdo con los datos disponibles y estado del conocimiento. Para los datos considerados en la **Tabla 4.22** una variación de ±2 y ±5 km en la profundidad máxima implicarían una variación de hasta una y dos décimas en el valor de la magnitud (AR), respectivamente. La argumentación respecto al punto 2 es igual a la expuesta en el apartado anterior de la fracturación interna. Solamente conviene recordar que los valores de magnitud obtenidos aquí deben considerarse una estimación mínima de la magnitud momento del evento máximo. De igual modo, se admite que la incertidumbre derivada de la variabilidad de los parámetros de rotura cosísmica está comprendida por la incertidumbre estadística de la regresión de Wells y Coppersmith (1994) (σ=0,24).

Comparación con las magnitudes obtenidas a partir de la longitud de rotura en superficie: Las magnitudes momento obtenidas a partir del área de rotura cosísmica máxima (AR) son hasta dos décimas menores que las magnitudes obtenidas a partir de la longitud máxima en superficie (LRS) (**Tabla 4.22**). Constituye la excepción la Zona de Falla de Las Moreras-Escarpe de Mazarrón donde las diferencias pueden llegar a ser de 0,4 décimas. Estos resultados confirman que la estimación de la magnitud a partir del área de rotura cosísmica representa una estimación mínima. Sin embargo, si consideramos la relación encontrada por Wells y Coppersmith (1994) entre la longitud de rotura en superficie y la longitud de rotura en profundidad (cf. 4.2.7), de razón 0,75, las magnitudes obtenidas a través de ambos procedimientos son muy similares ($\leq$0,1 unidades de magnitud) en todos los casos.

Constituye la única excepción, nuevamente, la Zona de Falla de Las Moreras-Escarpe de Mazarrón, donde las diferencias pueden llegar a ser de 3 décimas. Esta observación cuestiona los parámetros de rotura adoptados para esta zona de falla, especialmente el de la longitud máxima en superficie de la falla. A partir de los mapas tectónicos de la plataforma continental consultados al efecto en el capítulo anterior solamente pudo discernirse que el valor de este parámetro debía encontrarse entre 10-30 km (cf. 3.11.6). Si se admite que esta zona de falla representa la expresión en superficie de un accidente profundo, entonces la longitud máxima de las trazas de falla que conforman la zona de falla debe estar más cerca del valor de 10 km, ya que la identificación de una falla de 30 km denotaría la existencia de una falla principal. Asumiendo este valor de 10 km, las magnitudes máximas posibles en los segmentos submarinos de esta zona de falla carecerían de relevancia, al ser del mismo orden que las que podría generar la fracturación interna del Bloque de Cartagena. Nuevamente se pone de manifiesto la necesidad de trabajos de cartografía detallada de la plataforma continental del SE de España.

Zona de Falla	Profundidad de Rotura (km)	Buz.	Segmento	Longitud Rotura (km)	Área Rotura (km^2)	Magnitud Momento (AR)	Magnitud Momento (LRS)	Magnitud Momento (AR_C)
Socovos-Calasparra	15	90º	Socovos – Calasparra	40	600	6,79	6,94	6,90
			Línea Eléctrica	30	450	6,67	6,79	6,78
Crevillente (Sector Alicante)	15	90º	Abanilla – Río Vinalopó	30	450	6,67	6,79	6,78
Crevillente (Sector Murcia)	15	90º	Campo Coy – Bullas	23	345	6,56	6,66	6,67
			Bullas – SªRicote	15	225	6,38	6,44	6,49
Alhama de Murcia*	12	90º	Alhama – Alcantarilla	17	204	6,33	6,51	6,45
			Lorca – Totana*	23	276	6,46	6,66	6,57
			Pto. Lumbreras – Lorca*	28	336	6,55	6,76	6,66
Carrascoy*	12	90º	Sª Carrascoy – Cresta del Gallo	32	384	6,60	6,83	6,71
Las Moreras – Escarpe de Mazarrón	8	90º	Sª Moreras – Pto. Mazarrón	15	120	6,11	6,44	6,22
			Pto. Mazarrón –Cabo Tiñoso	10-30	80-240	5,94-6,40	6,24-6,79	6,05-6,51
			Cabo Tiñoso – C. de Palos					
Bajo Segura*	12	60º	Rotura completa	30	420	6,64	6,79	6,75
San Miguel de Salinas*		90º	La Veleta – Río Segura	17	204	6,33	6,51	6,45

Tabla 4.22. Parámetros de rotura cosísmica y magnitudes momento máximas estimadas para las Grandes Fallas del SE de España cuya recurrencia del terremoto máximo se estima en menos de 10.000 años (cf. tabla 3.13), marcadas con un (*), y, para aquellas cuya magnitud máxima se estimó superior a la de las zonas ME adyacentes (cf. fig. 3.32). Los tres valores de magnitud expuestos se corresponden con valores obtenidos a partir del área de rotura cosísmica (AR), la longitud de rotura en superficie (LRS) y el área de rotura para la longitud de rotura en profundidad (AR_C). Explicaciones en el texto. La desviación estándar del valor de magnitud (AR) es 0,24 (Wells y Coppersmith, 1994).

Influencia sobre la recurrencia del terremoto máximo:

Los periodos de recurrencia de terremotos máximos que se pueden estimar a partir del valor de la magnitud, siguiendo la metodología explicada en el aptdo. 3.2.5, disminuyen si se emplea la magnitud AR en vez de la magnitud LRS. Para fallas con terremoto máximo de recurrencia menor o igual a 10.000 años y, en el caso del método "Slemmons", esta disminución es del orden de 500 a 1.000 años como máximo, y del orden de 1.500 y de hasta 3.500 años para la estimación del periodo medio y máximo en el método "Wesnousky", respectivamente. En realidad, el efecto de esta disminución queda reducido en la estimación final de los extremos máximo y mínimo del intervalo de recurrencia, ya que también se consideran las estimaciones resultantes del método "Villamor y Berryman", independientes del valor de la magnitud y, además, se tiene en cuenta la edad de las últimas deformaciones

reconocidas en la falla. En definitiva, si se usaran los valores de la magnitud AR, la variación resultante sobre los extremos del intervalo de recurrencias de las fallas más activas (cf. tabla 3.13) sería igual a 1.000 años para las fallas más largas (LRS>15 km) y de 300-500 años para el resto. Conviene resaltar que si se considerara la magnitud RA_C este efecto de minoración de las recurrencias sería despreciable.

4.9. CONCLUSIONES

Las conclusiones de este capítulo se han agrupado en dos apartados. En el primero se propone un modelo de distribución de la deformación en el SE de España variable según la escala temporal que se observe. En el segundo y tercero apartado se exponen las conclusiones obtenidas en relación con los objetivos definidos al principio del capítulo.

4.9.1. Modelos de distribución de la deformación

La litosfera del SE de España presenta importantes variaciones laterales de espesor, estructura, composición y estado térmico y, por tanto, de resistencia y reología. Esta característica heterogeneidad litosférica ha sido atribuida a la particular evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas Orientales en relación con la ocurrencia de procesos extensionales previos al emplazamiento de las Zonas Internas y, posteriormente, desde finales del Mioceno (Tortoniense), en relación con la extensión en el Surco Valenciano, Mar de Alborán y Cuenca Sur-Balear (Beek y Cloething, 1992).

En este trabajo se ha constado que las grandes fallas y accidentes del SE de España constituyen la representación en superficie del contacto entre cortezas o litosferas de resistencia y reología contrastada. Los mayores contrastes de resistencia se dan en relación con la corteza inferior, en especial entre el Bloque de Cartagena y los demás bloques (**Figura 4.29**). Así mismo, si consideramos el espesor mecánico de la litosfera calculado en cada bloque, se observa como el mayor contraste tiene lugar a lo largo del borde continental del Bloque de Cartagena, donde precisamente se localizan las zonas de falla con las tasas de deslizamiento más altas de todo el SE de España (**Figura 4.30**). Los espesores mecánicos de los bloques Prebético y Central Bético presentan las mayores diferencias respecto al Bloque de Cartagena. Materializando este límite se localizan las grandes fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy. El contraste respecto a los demás bloques es menor. A diferencia del anterior caso, en estos bordes se localizan extensas zonas de falla, como el Anticlinorio del Bajo Segura en el contacto con el Bloque Valenciano, o el Accidente de Palomares en el contacto con Sierra Filabres y Almería.

Por otra parte, también se ha constatado que la gran mayoría de la sismicidad (~75%) tiene lugar en la corteza superior frágil en relación con la actividad de los sistemas de fallas que constituyen la fracturación interna de cada bloque. Así mismo, se ha encontrado que las características de la sismicidad, en cuanto a profundidad media, distribución por la corteza frágil y dúctil, e índice de densidad sísmica, pueden considerarse función de la resistencia total de la corteza superior y del gradiente geotérmico de cada bloque (cf. fig. 4.28).

De acuerdo con las observaciones expuestas anteriormente, se propone que la absorción de la deformación resultante de la convergencia Iberia-África en el SE de España puede explicarse en función de tres modelos diferentes según el intervalo temporal que se considere. Así, en el largo plazo (1 ma a 100 ka), la distribución de la deformación está controlada por contrastes entre litosferas de reologías y resistencias diferentes y, por tanto, la deformación se canaliza preferentemente a través de las grandes fallas y accidentes profundos. En el corto plazo (1000 a 100 años), la distribución de la deformación está controlada por la resistencia y estado térmico de la corteza superior en cada bloque y se libera preferentemente a través de la fracturación interna en forma de sismicidad difusa y pequeñas series sísmicas. También puede

considerarse un medio plazo (10 ka a 1000 años), donde la deformación se repartiría entre la fracturación interna y las grandes fallas más activas (e.g.: Alhama de Murcia, Carrascoy, Bajo Segura).

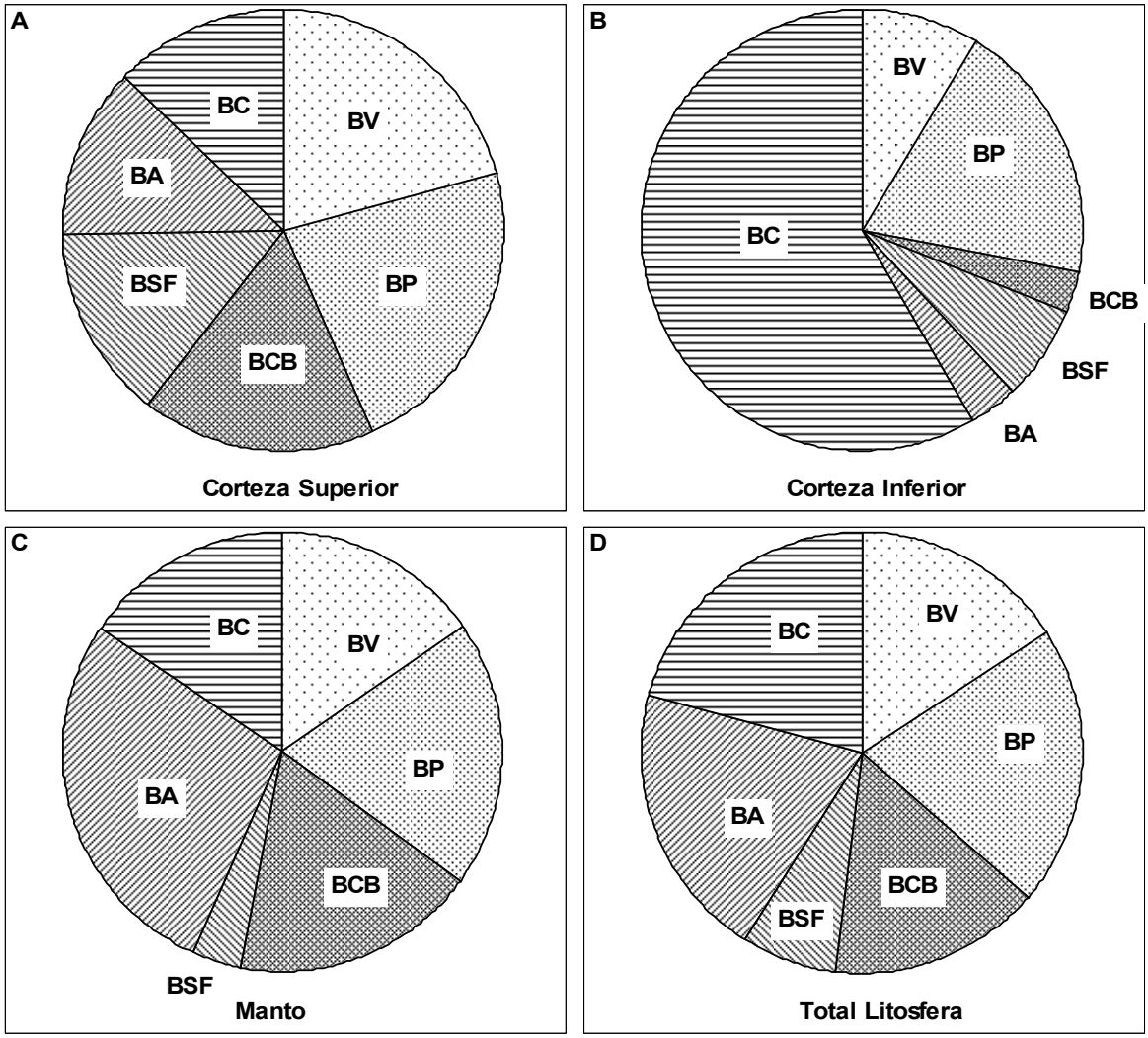


Figura 4.29. Comparación de las resistencias totales de la A) corteza superior, B) corteza inferior, C) Manto y D) litosfera en cada uno de los bloques. BV: Bloque Valenciano; BP: Bloque Prebético; BCB: Bloque Central Bético; BSF: Bloque de Sierra Filabres; BA: Bloque de Almería; BC: Bloque de Cartagena. Obsérvese como las diferencias en la resistencia de la corteza superior son mucho menores en comparación con las otras capas litosféricas. El mayor contraste tiene lugar en la corteza inferior en relación con el Bloque de Cartagena.

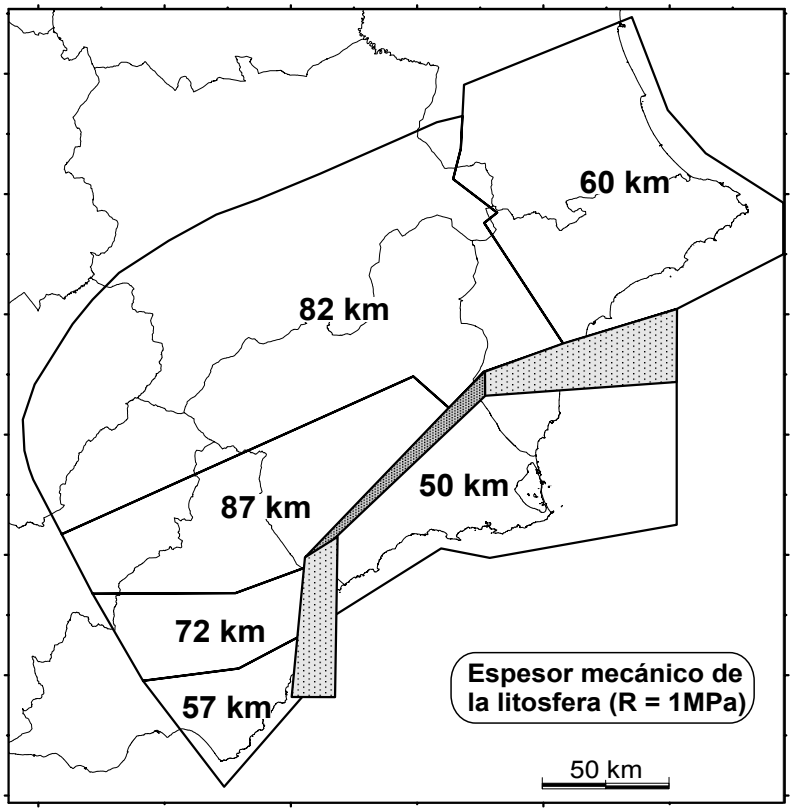


Figura 4.30. Valores del espesor mecánico de la litosfera en cada bloque. La zona sombreada en oscuro indica la localización aproximada de las zonas de falla de Alhama de Murcia y Carrascoy. En sombreado claro la del Accidente de Palomares y Anticlinorio del Bajo Segura. Explicaciones en el texto.

4.9.2. Definición preliminar de zonas sismogenéticas

A partir de los resultados obtenidos en la comparación entre el gradiente geotérmico y resistencia de la corteza superior, y su relación con la profundidad media e índice de densidad sísmica de la corteza superior frágil, se pueden definir de modo preliminar cuatro zonas donde es esperable que la tasa anual de ocurrencia de la sismicidad (λ) y el parámetro *b* sean diferentes (**Fig. 4.31**).

Zona 1.1: Esta zona está formada por los bloques de Almería y Sierra Filabres. El gradiente geotérmico y resistencia de la corteza superior en estos bloques los clasifica como "calientes y blandos" en relación con los otros bloques. La sismicidad contenida en ambos bloques presenta, así mismo, valores muy similares en cuanto a profundidad media e índice de densidad sísmica (cf. tabla 4.19). Los valores de λ y *b* en esta zona deberían ser superiores a los de la Zona II.

Zona 2.1: Esta zona la forman los bloques Prebético y Valenciano, clasificados como relativamente "fríos y resistentes" en función de sus gradientes geotérmicos y resistencia de la corteza superior. Las características de la sismicidad contenida en la corteza superior es así mismo muy similar en ambos bloque (cf. tabla 4.19). Los valores de λ y *b* en esta zona deberían ser inferiores a los de la Zona I.

Zonas 1.2 y 2.2: Estas zonas están constituidas por los bloques de Cartagena y Central Bético, respectivamente. Ambos bloques representan valores fuertemente anómalos del índice de densidad sísmica en relación con la clase donde se clasificaron (cf. tabla 4.19). En el caso del Bloque de Cartagena este valor es muy bajo en relación con el de los otros bloques "calientes y

blandos" (Zona I). El caso del Bloque Prebético es el inverso. Los valores de λ y b en estas zonas deberían ser intermedios entre los de las zonas I y II.

Esta zonación preliminar, junto con la regionalización de la magnitud máxima obtenida en el capítulo anterior, constituirán las herramientas básicas para la definición de las zonas sismogenéticas definitivas a emplear en el cálculo de la peligrosidad (cf. 5.3.2).

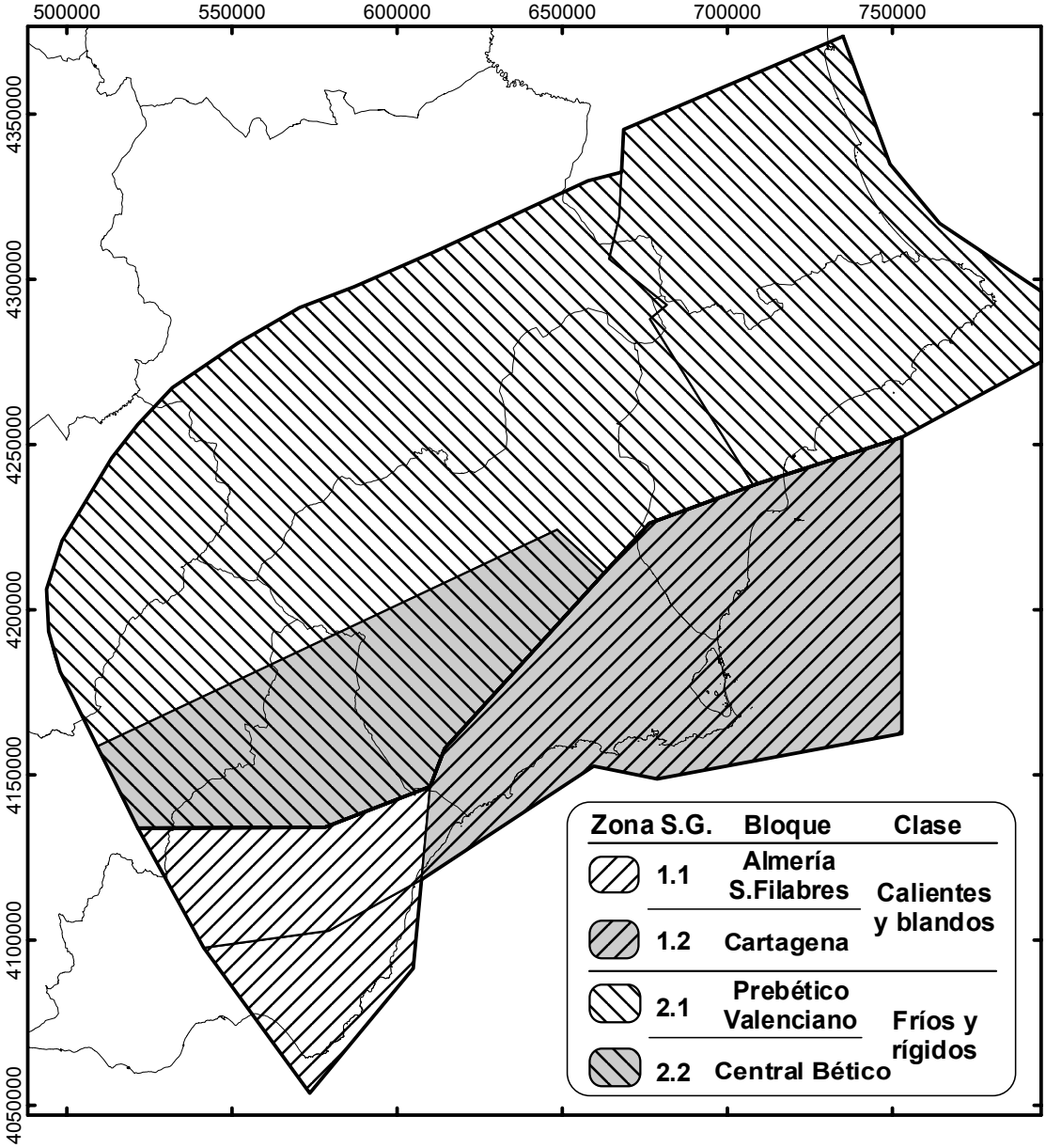


Figura 4.31. Definición preliminar de zonas simogenéticas en el SE de España basada en la clasificación de los bloques en función de su resistencia y estado térmico cortical (cf. fig. 4.28). Los límites de las zonas son heredados de la zonación morfoestructural realizada en el capítulo 3.

4.9.3. Validación de la magnitud máxima (LRS) y de los periodos de recurrencia en las grandes fallas de actividad "Muy Alta"

Las magnitudes máximas obtenidas a partir del área de rotura cosísmica (AR) producen valores inferiores a las magnitudes obtenidas a partir de la longitud de rotura en superficie (LRS). Sin embargo, se ha comprobado que estas diferencias se reducen hasta ser como máximo de una décima si se considera en el cálculo del área de rotura una longitud de rotura en profundidad 1,3 veces mayor que la longitud en superficie (Wells y Coppersmith, 1994). La obtención de valores tan similares a través de un método semi-independiente valida las

magnitudes obtenidas a partir de la longitud máxima de las trazas de falla en superficie en el capítulo 3. Del mismo modo, la metodología desarrollada para tal fin en ese capítulo, se revela como un procedimiento de gran interés práctico en la estimación de la magnitud máxima de fallas, siempre y cuando los valores de profundidad máxima y buzamiento se encuentren dentro de los rangos observados en este trabajo: 8-15 km y 60-90º. Por otra parte, se ha estimado que la incertidumbre metodológica en el cálculo de ambos tipos de magnitud queda comprendida dentro de la desviación estándar de la regresión estadística.

En el apartado 4.8.3 se analizó la diferencia entre usar un tipo de magnitud u otro en la estimación de los extremos que comprenden el intervalo de recurrencia de los eventos máximos de las grandes fallas de actividad muy alta (≤10.000 años). Dado que el método que se aplicó para obtener estos intervalos (cf. 3.2.5) no depende únicamente de la magnitud, las diferencias finales no eran muy significativas y, si se consideraban magnitudes obtenidas a partir del área de rotura cosísmica con el factor de corrección de la longitud de rotura, eran despreciables. Por tanto, los valores del intervalo de recurrencia para las grandes fallas de actividad muy alta propuestos (cf. tabla 3.13) deben considerarse la mejor estimación posible de acuerdo con la información disponible y estado del conocimiento actual. Así mismo, queda evidenciado el gran interés práctico de la metodología propuesta en el capítulo 3 para el cálculo de estos valores.

Finalmente, es importante destacar que para poder estimar con mayor precisión los parámetros de rotura y la edad de las últimas deformaciones en zonas de falla submarinas (e.g.: Escarpe de Mazarrón, parte submarina de la Falla de Crevillente (Sector Alicante)), sería necesario contar con cartografías de la plataforma continental de mayor detalle que las disponibles. Por otra parte, la existencia de relaciones sismotectónicas profundas en prácticamente todas las grandes fallas analizadas en este trabajo permite presumir que la edad de las últimas deformaciones asociadas a muchas de estas fallas es más reciente de la que se ha podido deducir a partir de la información disponible en el capítulo 3 y, pone de manifiesto la necesidad de realizar estudios tectónica activa y paleosismicidad en estas fallas (e.g.: Socovos-Calasparra, Crevillente, Jumilla (Sector Valencia)).

4.10. BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5867-5872.

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

Alfaro, P., Andreu, J.M., J. Delgado, Estévez, A., Soria, J.M. y Teixido, T. (2002). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling. *Geological Magazine*, 139(3), 331-341.

Álvaro, M., García Argüeso, J.M. y Elízaga, E. (1975). La estructura del borde Prebético en la zona de Alcaraz (provincia de Albacete, España). *Boletín Geológico y Minero*, 86, 467-477.

Ardizone, J., Mézcua, J. y Socias, I. (1989). *Mapa Aeromagnético de España Peninsular*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Banda, E. y Ansorge, J. (1980a). Crustal Structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 515-532.

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M. y Córdoba, D. (1980b). Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 49, 219-230.

Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. y Makris, J. (1993). Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221, 53-66.

Beek, P.A. y Cloething, S. (1992). Litospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203, 325-344.

Bertoti, G., Podladchikov, Y. y Daehler, A. (2000). Dynamic link between the level of ductile crustal flow and style of normal faulting of brittle crust. *Tectonophysics*, 320, 195-218.

Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C. (2003). Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 3-26.

Byerlee, J.D. (1978). Friction of rocks. *Pure and Apply Geophysics*, 116, 615-626.

Carbonell, R., Torné, M., García-Dueñas, V., Moya, R. y Banda, E. (1997). The ESCI-Béticas: a seismic reflection image of the Betic orogen. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (1995), 8 (4), 503-512.

Carbonell, R., Sallarés, V., Pous, J., Dañobeitia, J.J., Queralt, P., Ledo, J.J. y García-Dueñas, V. (1998). A multidisciplinary geophysical study in the Betic chain (southern Iberia Peninsula). *Tectonophysics*, 288, 137-152.

Carter, N.J. y Tsenn, M.C. (1987). Flow properties of continental litosphere. *Tectonophysics*, 136, 27-63.

Casas, A y Carbó, A. (1990). Deep structure of the Betic Cordillera derived from the interpretation of a complete Bouguer anomaly map. *Journal of Geodynamics*, 12, 137-147.

Castaño-Fernández, S., Vela-Mayorga, A. y Carbó-Gorosabel, A. (1996). Importancia cortical de la falla de Jumilla a la luz de las anomalías gravimétricas. *Geogaceta*, 20(4), 955-957.

Chen, W.-P. (1988). A brief update on the focal depths of intracontinental earthquakes and their correlations with heat flow and tectonic age. *Seismological Research Letters*, 59, 263-272.

Chen, W.-P. y Molnar, P. (1983). Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 88, 4183-4214.

Clauser, C. y Huenges, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. En: American Geophysical Union, Rock Physics and Phase relations. A Handbook of Physical Constants. AGU Reference Shelf 3.

Comas, M.C., Dañobeitia, J.J., Álvarez-Mazarrón, J. y Soto, J.I. (1997). Crustal reflections and structure in the Alborán basin: preliminary results of the ESCI-Alborán survey. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (1995), 8 (4), 529-542.

Comas, M.C., Soto, J.I. y Woodside, J.M. (2000). Structure and related seafloor morphology of the Palomares and Mazarrón margins (Western Mediterranean). En: European Geophysical Society, *25th General Assembly*, Katlenburg-Lindau, Germany, abstract.

Coppier, G., Griveaud, P., Larouzière, F. (1989). Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3(1), 37-51.

Dañobeitia, J.J., Sallarès, V. y Gallart, J. (1998). Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 225–239.

De Ruig, M.J. (1992). *Tectono-sedimentary evolution of the prebetic fold belt of Alicante (SE Spain): a study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis Doctoral de la Universidad de Vrije, Amsterdam, 207 pp.

De Smet, M.E.M. (1984). Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Tectonophysics*, 107, 57-79.

Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovithc, N., Melnikova, V. y San'kov, V. (2001). Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophysical Journal International*, 146, 714-730.

ESCI (1997). Estudios sísmicos de la Corteza Ibérica. En: Santanach, P. (ed), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1995, 8 (4), 542 pp.

Fernández, M. y Ranalli, G. (1997). The role of rheology in extensional basin formation modelling. *Tectonophysics*, 282, 129-145.

Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998). Heat flow, heat production, and litospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291, 29-53.

Galdeano, A. y Rossignol, J.C. (1977). Contribution de l'aeromagnetisme à l'étude du Golf de Valence (Mediterranée Occidentale). *Earth and Planetary Science Letters*, 34, 85-99.

Gallart, J., Rojas, H., Díaz, J. y Dañobeitia, J.J. (1990). Features of deep crustal structure and the onshore-offshore transition at the Iberian flank of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Journal of Geodynamics*, 12, 233-252.

Gallart, J., Díaz, J., Vidal, N. y Dañobeitia, J.J. (1997a). The base of the crust at the Betics-Alborán Sea transition: evidence for an abrupt structural variation from wide-angle ESCI data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (1995), 8 (4), 519-527.

Gallart, J., Vidal, N., Estévez, A., Pous, J., Sàbat, F., Santisteban, C., Surinach E. y ESCI-València Trough Group. (1997b). The ESCI-València Trough vertical reflection experiment: a seismic image of the crust from the NE Iberian Peninsula to the Western Mediterranean. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (1995), 8 (4), 401-415.

García-Dueñas, Banda, E., Torné, M., Córdoba, D. y ESCI-Béticas Working Group. (1994). A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics*, 232, 77-89.

Goy, J.L. y Zazo, C. (1989). The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. *Tectonophysics*, 163, 219-225.

Goy, J.L, Zazo, C., Somoza, L. y Dabrio, C.J. (1990). Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geológicos*, 46, 237-244.

Gurría, E. y Mezcua, J. (2000). Seismic tomography of the crust and lithospheric mantle in the Betic Cordillera and Alboran Sea. *Tectonophysics*, 329, 99-119.

Handy, M.R. y Brun, J.-P. (2004). Seismicity, structure and strenght of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 427-441.

I.G.M.E. (1974). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 921 Mula.

I.G.M.E. (1979). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 995 Cantoria.

I.G.M.E. (1981). Mapa geológico de España a escala 1/50.000. Serie MAGNA Hoja nº 869 Jumilla.

I.G.M.E. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 465 pp.

ILIHA (1993). A deep seismic sounding investigation of litospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. En: Badal, J., Gallart, J y Paulssen, H. (eds.), Seismic Studies of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221, 35-51.

I.T.G.E. (1994). Mapa Geológico de la Región de Murcia a escala 1:200.000. Conserjería de Política Territorial y Obras Públicas de la Región de Murcia, 1 mapa, 105 pp.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1997). Main features of the deep structure of the central Betic Cordillera (SE Spain) from the ESCI-Béticas deep seismic reflection profiles. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (1995), 8 (4), 461-476.

Kirby, S.H. (1980). Tectonic stresses in the litosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6353-6363.

Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J. y McClay, K.R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 339-351.

Kohlstedt, D.L., Evans, B. y Mackwell, S.J. (1995). Strenght of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), 17587-17602.

Lamontagne, M. y Ranalli, G. (1996). Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada, intraplate seismic zone. *Tectonophysics*, 257, 55-69.

Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, Ch. y Ott d'Estevou, Ph. (1988). The Betic segment of the litospheric Trans-alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.

Lavecchia, G., Boncio, P. y Creati, N. (2003). A lithospheric-scale seismogenic thrust in central Italy. *Journal of Geodynamics*, 36, 79-94.

Lonergan, L. y Platt, J.P. (1994). The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 16(2), 175-188.

Martín, J.M., Braga, J.C. y Betzler, C. (2003). Late Neogene-Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almería, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 27-42.

Martínez-Díaz, J.J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centroccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 466 pp.

Martínez-Díaz, J.J. (2000). Actividad neotectónica en el sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de las zona (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(3-4), 417-429.

Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (1996). *Mapa de España de Anomalías gravimétricas de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Meissner, R. y Wever, T. (1986). Intracontinental seismicity, strength of crustal units, and the seismic signature of fault zones. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A 317, 45-61.

Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Aellen-de la Chapelle, M. (1990a). Le bassin de Nijar-Carboneras et le couloir du bans-andarax. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne*), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 129-164.

Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Coppier, G. (1990b). Les bassins néogènes entre Alicante y Cartagena. En: Montenat, C. (ed.), *Les Bassins néogènes du domaine Bétique oriental*

(Espagne), Documents et Travaux de l'Institut Geologique Albert de Lapparent, 12-13, 313-368.

Negredo, A.M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C. y Buforn, E. (2002). Neotectonic modelling of the Ibero-Maghrebian region. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), Noviembre.

Pasquale, V., Verdoya, M. y Chiozzi, P. (2001). Heat flux and seismicity in the Fennoscandian Shield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 147-162.

Paulssen, H. y Visser, J. (1993). The crustal structure in Iberia inferred from P-wave coda. *Tectonophysics*, 221, 111-123.

Peper, T. y Cloething, S. (1992). Litosphere dynamics and tectono-stratigraphic evolution of the Mesozoic Betic rifted margin (southeastern Spain). *Tectonophysics*, 203, 345-361.

Polyak, B.G., et al. (1996). Heat flow in the Alboran Sea (the western Mediterranean). *Tectonophysics*, 263, 191-218.

Pous, J., Queralt, P., Ledo, J.J., Roca, E., García, X. y Marcuello, A. (1995). Electrical conductive structure of the central Betics from magnetotelluric data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(4), 417-429.

Pous, J., Queralt, P., Ledo, J.J. y Roca, E. (1999). A high electrical conductive zone at lower crustal depth beneath the Betic Chain (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 167, 35-45.

Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth*. Chapman and Hall, London, 413 pp.

Ranalli, G. (1997). Rheology of the listosphere in space and time. En: Burg, J.P. y Ford, M. (eds.), Orogeny Through Time, Geological Society Special Publication, 121, 19-37.

Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamics*, 30, 3-15.

Rincón, P. y Vegas, R. (1996). Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales. *Geogaceta*, 20(4), 929-931.

Roca, E. y Deselgaux, P. (1992). Analysis of the geological evolution and vertical movements in the València Trough area, western Mediterranean. *Marine and Petroleum geology*, 9, 167-185.

Rodríguez-Estrella, T. (1977). Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II)Tectónica. *Boletín geológico y Minero*, LXXXVIII-IV, 273-299.

Roy, R.F., Blackwell, D.D, y Birch, F. (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 1-12.

Sánchez Ridruejo, C. y López Marinas, J.M. (1975). La edad del vulcanismo de Cofrentes (Valencia). *Tecniterrae*, 1(6), 8-14.

Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. (1996). The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the internal zone (a combined explanation). *Estudios Geológicos*, 52, 123-136.

Sanz de Galdeano, C., Rodríguez-Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985). A strike-slip fault corridor within the Alpujarran Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geologisce Rundschau*, 74/3, 641-655.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera. *Basin Research*, 4, 21-36.

Scholz, C. H. (1992). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 439 pp.

Sibson, R.H. (1983). Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society*, 140, 741-767.

Sibson, R.H. (1984). Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5791-5799.

Silva, P.G. (1994). *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 642 pp.

Silva , P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.

Somoza, L. (1989). *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 352 pp.

Soria, J.M., Alfaro, P., Fernández, J. y Viseras, C. (2001). Quantitative subsidence-uplift analysis of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera): tectonic control on the stratigraphic architecture. *Sedimentary Geology*, 140, 271-289.

Stokes, M. y Mather, A.E. (2003). Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Río Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain. *Geomorphology*, 50, 59-81.

Taboada, A., Bousquet, J.C. y Philip, H. (1993). Coseismic elastic models of folds above blind thrusts in the Betic Cordilleras (spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220, 223-241.

Torné, M y Banda, E. (1992). Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12, 76-81.

Tsice, S.T. y Rice, J.R. (1986). Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research*, 91, 9452-9472.

Udías, A. (1977). *Perfiles Sísmicos Profundos en España, 1974-1975*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 160 pp.

Vauchez, A., Tommasi, A. y Barruol, G. (1998). Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental litosphere. *Tectonophysics*, 296, 61-86.

Vidal, N., Gallart, J., y Dañobeitia, J.J. (1997). Contribution of the ESCI-València Trough wide angle data to a crustal transect in the NE Iberian margin. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (1995), 8 (4), 417-429.

Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999). Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the Granulite-Granitic Linkage: inferences form granulitic xenoliths. *Journal of Petrology*, 40(10), 1463-1496.

WGDSS (1977). Deep Seismic soundings in southern Spain. *Pure Applied Geophysics*, 115, 721-735.

Wang, Y. (2001). Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 121-146.

Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 9(2), 139-157.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture lenght, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Wilks, K.R. y Carter, N.L. (1990). Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics*, 182, 57-77.

Zeyen, H.J., Banda, E., Gallart, J. y Ansorge, J. (1985). A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 75, 393-402.

Zappone, A., Fernández, M., García-Dueñas, V. y Burlini, L. (2000). Laboratory measurements of seismic P-waves velocities on rocks from the Betic chain (southern Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 317, 259-272.

Zazo, C., Goy, J.L, Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., y Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133.

5. ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA

5.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El presente capítulo constituye la aplicación práctica de los resultados y conclusiones obtenidas en los diferentes análisis llevados a cabo en los capítulos anteriores. La primera aplicación consiste en la definición de un modelo de fuentes sismogenéticas para el SE de España a efectos de su uso en cálculos de la peligrosidad sísmica. En este modelo se consideran dos grandes tipos de fuentes sismogenéticas: zonas y fallas. A diferencia de anteriores trabajos, donde la definición de zonas sismogenéticas estaba fuertemente influenciada por la distribución espacial de epicentros sísmicos, la geometría y parámetros sísmicos del modelo propuesto están basados principalmente en datos geológicos y geofísicos. Así mismo, constituye una importante aportación respecto a anteriores trabajos la consideración en los cálculos de peligrosidad de diferentes modelos geométricos y de ocurrencia de grandes eventos sísmicos asociados a las grandes fallas más activas del SE de España.

Por otra parte, a diferencia de la mayoría de las evaluaciones de la peligrosidad sísmica realizadas en el SE de España, los cálculos de la peligrosidad sísmica se realizan en términos de magnitudes y empleado una función de atenuación de la aceleración máxima del terreno y de la aceleración espectral. De este modo se evitan las grandes incertidumbres asociadas al empleo de la intensidad macrosísmica, especialmente en la transformación de ésta a valores de aceleración del terreno, y se pueden construir espectros de respuesta de probabilidad uniforme totalmente representativos.

Los objetivos que se persiguen en este capítulo se resumen en los siguientes:

9. Definir un modelo de fuentes sismogenéticas general para el SE de España, con especial interés en la incorporación de las grandes fallas más activas en los cálculos.
10. Seleccionar razonadamente una función de atenuación del movimiento fuerte del terreno.
11. Analizar la sensibilidad de los resultados de acuerdo con los diferentes modelos de falla admitidos y seleccionar la mejor estimación.
12. Comparar los resultados con otros trabajos y con la vigente norma sísmica española (NCSR-02).

5.2. METODOLOGÍA

La metodología desarrollada en este capítulo es la empleada usualmente en cualquier trabajo moderno de análisis probabilista de la peligrosidad sísmica (cf. 1.2): definición geométrica y caracterización sísmica de fuentes sismogenéticas, selección de la función de atenuación, cálculo de la peligrosidad de acuerdo con diferentes hipótesis, análisis de sensibilidad de los resultados y comparación con trabajos previos. Las particularidades del

trabajo que se presenta se discuten extensamente en cada uno de los apartados que siguen a continuación y se resumen en la **Figura 5.1**.

5.3. DEFINICIÓN DE FUENTES SISMOGENÉTICAS EN EL SE DE ESPAÑA

5.3.1. Modelo sismogenético general del SE de España: Zonas y Grandes Fallas

Una definición de fuentes sismogenéticas consistente debe partir de un modelo que explique satisfactoriamente la ocurrencia de la sismicidad en coherencia con las características tectónicas y corticales reconocidas en un territorio. Aunando las diferentes observaciones y conclusiones obtenidas en los capítulos 3 y 4 se propone a continuación un modelo general de fuentes sismogenéticas para el SE de España.

La ocurrencia de sismicidad en el SE de España puede explicarse invocando dos tipos de fuentes sismogenéticas: Zonas y Grandes Fallas. Las zonas sismogenéticas constituyen la parte superficial de volúmenes de dimensiones corticales (bloques), caracterizados por presentar un gradiente geotérmico y resistencia de la corteza superior similar. La gran mayoría de la sismicidad registrada en un bloque cortical tiene lugar en el interior de la corteza superior frágil. La ocurrencia de esta sismicidad es resultado de la repartición de la deformación interna del bloque a través de fallas de pequeñas dimensiones con orientaciones en, prácticamente, todas las direcciones del espacio (fracturación interna). En el interior de cada una de las zonas sismogenéticas la ocurrencia de sismicidad es equiprobable en el espacio y poissoniana en el tiempo. El tamaño de los terremotos se distribuye de acuerdo a una ley exponencial del tipo Gutenberg-Richter. El límite superior de esta distribución vendrá dado por la magnitud máxima posible que la fracturación interna del bloque o bloques que componen la zona sismogenética podrían generar.

Las Grandes Fallas materializan el límite entre bloques de propiedades y/o estructura cortical profunda diferente. La sismicidad registrada a profundidades superiores al límite de la corteza superior frágil se localiza preferentemente a lo largo de estas discontinuidades, delatando su carácter profundo. Las Grandes Fallas absorben el movimiento de convergencia entre las placas Africana e Ibérica a través de grandes desplazamientos que producen grandes terremotos. La recurrencia media de estos grandes eventos es superior a la longitud temporal del catálogo histórico y, por tanto, la ocurrencia de éstos solamente puede inferirse a través del estudio de las deformaciones directas asociadas a la falla y de las deformaciones indirectas asociadas a la vibración del terreno (Paleosismología). Las Grandes Fallas que tienen mayor interés en un estudio de peligrosidad sísmica probabilista son aquellas cuya recurrencia media del evento máximo es inferior a los 10.000 años. La ocurrencia de grandes eventos sísmicos puede representarse de acuerdo con el modelo del terremoto característico o con un modelo poissoniano.

5.3.2. Definición de zonas sismogenéticas

La definición de zonas sismogenéticas a emplear en los cálculos se realiza en base a la zonación preliminar establecida a partir de la clasificación de los bloques corticales del SE de España (ver capítulo 4, cf. 4.9.2). De este modo se han definido en el SE de España las siguientes zonas sismogenéticas (**Fig. 5.2**):

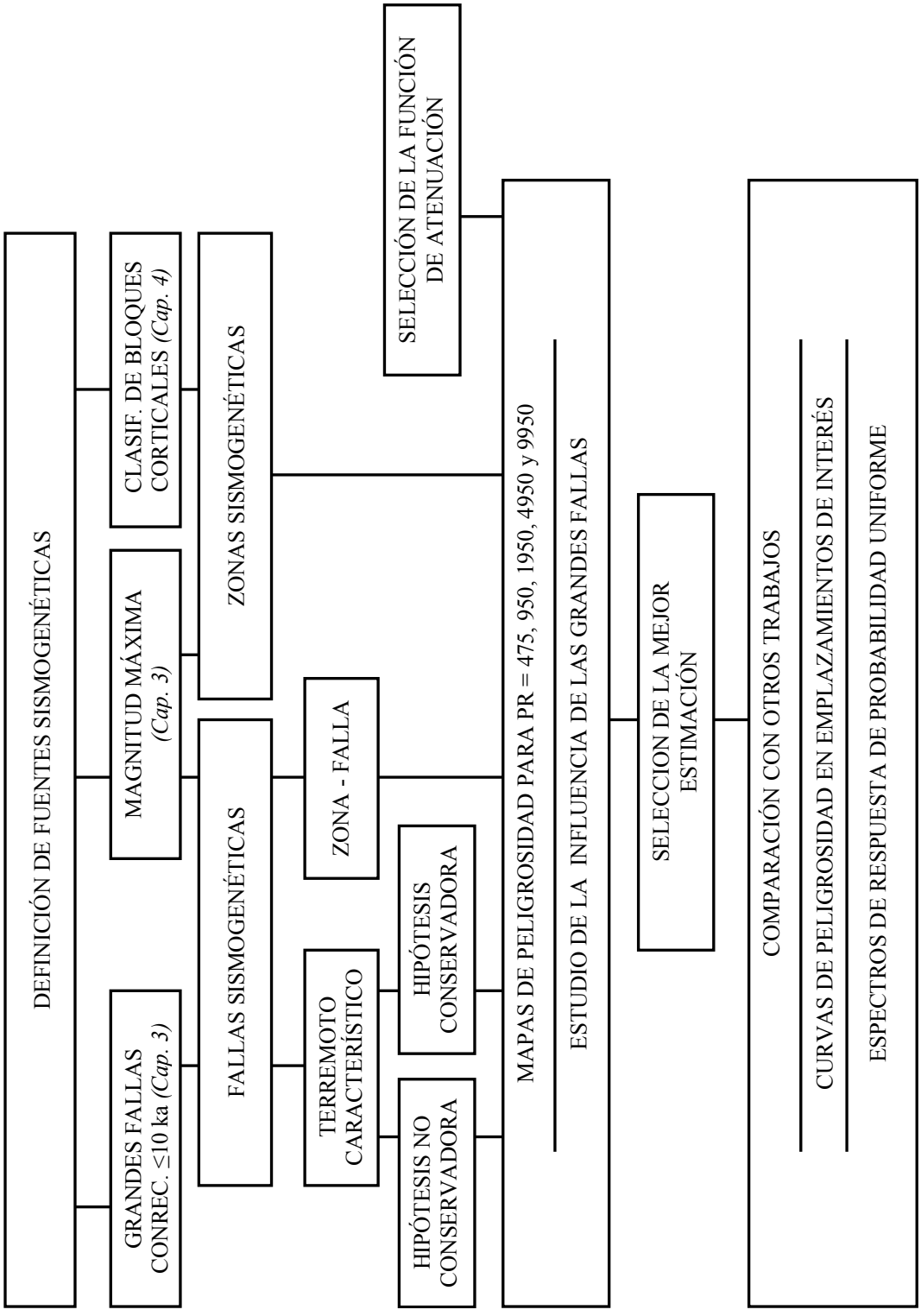


Figura 5.1. Esquema de los diferentes elementos considerados y procedimientos seguidos en el análisis de la peligrosidad sísmica.

Zona Prebética – Valenciana y Subzona Valenciana

Esta zona comprende los bloques corticales Prebético y Valenciano. Dado que la magnitud máxima estimada en el Bloque Valenciano es superior a la del Bloque Prebético ha sido necesario distinguir una subzona (cf. 5.3.2.3).

Zona Central Bética

Esta zona comprende los mismos límites que el Bloque Central Bético.

Zona de Sierra Filabres – Almería

Esta zona abarca conjuntamente los bloques de Sierra Filabres y Almería. Conviene señalar que la geometría de esta zona probablemente se pueda extender hacia el oeste de las Cordilleras Béticas.

Zona de Cartagena

Esta zona comprende los mismos límites que el Bloque de Cartagena. El límite oriental marino de esta zona es difuso.

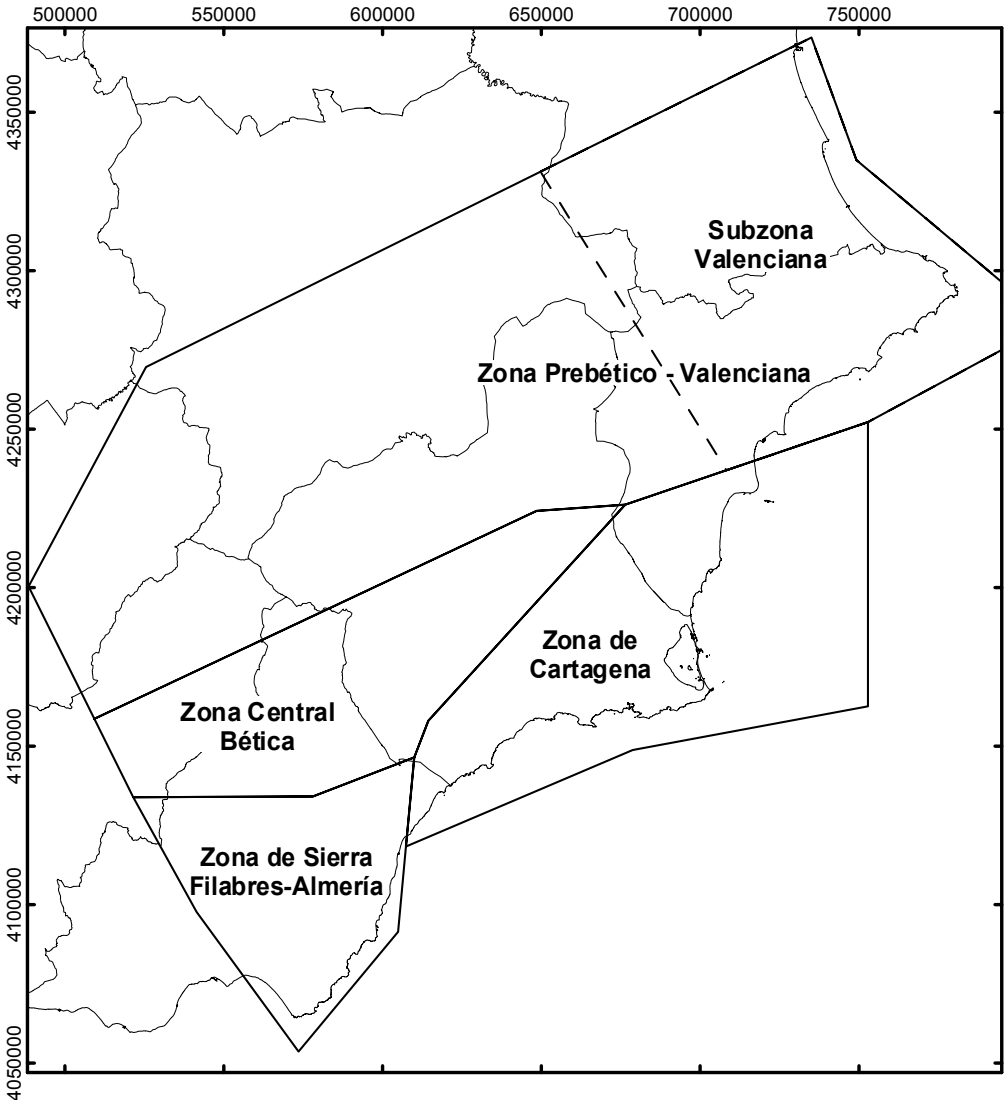


Figura 5.2. Delimitación espacial y denominación de las zonas sismogenéticas definidas en el SE de España.

5.3.2.1. Geometría de las zonas sismogenéticas

La geometría las zonas sismogenéticas se ha modificado ligeramente en relación con la de los bloques corticales con objeto de reducir el número de vértices y simplificar su implementación en el programa de cálculo. La variación de superficie respecto al área delimitada por los vértices originales es inferior al 4% en todos los casos, y por tanto despreciable. Las coordenadas de los vértices de las zonas sismogenéticas se muestran en la **Tabla 5.1**.

ZONA SISMOGENETICA	X UTM (30)	Y UTM (30)	LONGITUD	LATITUD	Prof. (km)	Área (km^2)
Prebética – Valenciana	749236	4334885	-0.1168	39.1294	11	29.493
	735036	4373568	-0.2674	39.4815		
	525515	4269613	-2.7071	38.5765		
	488525	4200391	-3.1306	37.9529		
	509227	4158602	-2.8955	37.5763		
	648473	4224200	-1.3054	38.1553		
	676417	4226169	-0.9862	38.1680		
	752820	4252224	-0.1056	38.3844		
	795001	4274996	0.3862	38.5763		
	795001	4296408	0.3953	38.7690		
Valenciana	649714	4331235	-1.2682	39.1193	15	10.887
	708286	4237037	-0.6195	38.2591		
	752820	4252224	-0.1056	38.3844		
	795001	4274996	0.3862	38.5763		
	795001	4296408	0.3953	38.7690		
	749236	4334885	-0.1168	39.1294		
	735036	4373568	-0.2674	39.4815		
Central Bética	509227	4158602	-2.8955	37.5763	11	6.508
	521488	4133872	-2.7574	37.3531		
	578078	4134115	-2.1184	37.3523		
	609991	4146459	-1.7563	37.4603		
	614410	4158007	-1.7046	37.5638		
	662662	4211048	-1.1466	38.0344		
	676417	4226169	-0.9862	38.1680		
	648473	4224200	-1.3054	38.1553		
Sierra Filabres – Almería	609991	4146459	-1.7563	37.4603	9	4.439
	578078	4134115	-2.1184	37.3523		
	521488	4133872	-2.7574	37.3531		
	541456	4097674	-2.5339	37.0262		
	573570	4053660	-2.1772	36.6275		
	604891	4091435	-1.8217	36.9650		
	607384	4118329	-1.7899	37.2071		
Cartagena	676417	4226169	-0.9862	38.1680	8	10.144
	614410	4158007	-1.7046	37.5638		
	609991	4146459	-1.7563	37.4603		
	607384	4118329	-1.7899	37.2071		
	678776	4148768	-0.9784	37.4704		
	752822	4162541	-0.1371	37.5771		
	752820	4252224	-0.1056	38.3844		

Tabla 5.1 Coordenadas UTM (huso 30), en metros, y coordenadas geográficas, en grados decimales, de los vértices que delimitan las zonas sismogenéticas empleadas en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Se indica también la profundidad máxima de cada zona sismogenética.

5.3.2.2. Relaciones frecuencia-magnitud

En las **Figuras 5.3a,b,c,d** se muestra la distribución de la magnitud con la tasa media anual acumulada de ocurrencias obtenida en cada zona sismogenética. Con anterioridad a la construcción de las distribuciones y con objeto de preservar las condiciones de los sucesos de Poisson, el catálogo sísmico se depuró de aquellos eventos clasificados como réplicas o premonitorios. Las tasas anuales acumuladas se han calculado para cada unidad de magnitud considerando los periodos de completitud estimados en el capítulo 2 (Análisis de la Base de Datos Sísmicos) (cf. tabla 2.7) y solamente para aquellos eventos cuya profundidad focal sea menor que el valor máximo de profundidad de cada zona. El valor de las magnitudes se ha transformado a la escala de magnitud momento a través de la relación propuesta por Rueda y Mezcua (2002):

$$M_w = 0{,}311 + 0{,}637\, m_{b(Lg)} + 0{,}061\, m_{b(Lg)}^2 , \qquad 1{,}7 \leq m_b \leq 5{,}7 \qquad [5.1]$$

Esta relación fue obtenida a partir de magnitudes $m_{b(Lg)}$ de terremotos peninsulares registrados por la Red Sísmica Nacional (RSN) y, por tanto, su uso en este trabajo se considera más adecuado que relaciones obtenidas a partir de bases de datos diferentes.

Para la obtención de los ajustes exponenciales (o de Gutenberg-Richter) ha sido necesario acotar y seleccionar los datos a considerar en la regresión. Los mejores ajustes se obtienen rechazando los puntos más extremos de la distribución. Las magnitudes momento inferiores a 2,3 ($m_{b(Lg)} \approx 2{,}5$) en las zonas de Sierra Filabres-Almería y Cartagena, y a 2,8 ($m_{b(Lg)} \approx 3{,}0$) en las zonas Central Bética y Prebético-Valenciana, se distribuyen con una pendiente anómalamente baja. El número de eventos de magnitudes tan pequeñas registrado durante el Periodo Instrumental Moderno (de 1985 en adelante) no puede considerarse representativo, especialmente en las zonas donde la RSN presenta una menor densidad de estaciones (e.g: Central Bética y Prebético-Valenciana). Así mismo, el tramo inferior de la distribución no puede considerarse representativo dado el escaso número de eventos de magnitud relativamente alta (4,5-5,0) registrados durante el periodo instrumental completo (de 1920 en adelante), lo que evidencia que el intervalo de completitud de estos eventos abarca parte del periodo histórico.

Junto con la distribución de las magnitudes se ha representado también la tasa media de ocurrencia de eventos históricos de intensidad epicentral igual o superior a VIII en cada zona. El valor de la intensidad se transformó primero a $m_{b(Lg)}$ a través de la relación encontrada por López-Casado et al. (2000):

$$m_b = 3{,}00 + 0{,}032\, I_o^2 + 0{,}40P , \qquad II \leq I_0 \leq X , \; 1{,}6 \leq m_b \leq 6{,}7 \qquad [5.2]$$

donde *P* vale 0 ó 1 para el percentil 50 ó el 84, respectivamente.

En las zonas de Sierra Filabres-Almería y Central Bética la prolongación del ajuste exponencial hacia las magnitudes altas predice tasas de ocurrencia muy similares a las que se han obtenido con los datos históricos. Sin embargo, en la Zona de Cartagena el ajuste predice tasas inferiores, especialmente en el caso del terremoto de 1829 en Torrevieja (I_o=X). La ocurrencia de este terremoto fue relacionada con una rotura en la Falla del Bajo Segura (cf. 3.15.2). La disconformidad entre la recurrencia que se puede extrapolar del ajuste exponencial y la recurrencia estimada para este terremoto a partir de los datos geológicos sugiere una ocurrencia tipo terremoto característico (cf. 1.2.4.5 y fig. 1.4). Finalmente, a diferencia de los casos anteriores, en la Zona Prebético-Valenciana el ajuste exponencial predice para los eventos históricos (I_o=VIII y IX) tasas de ocurrencia mayores.

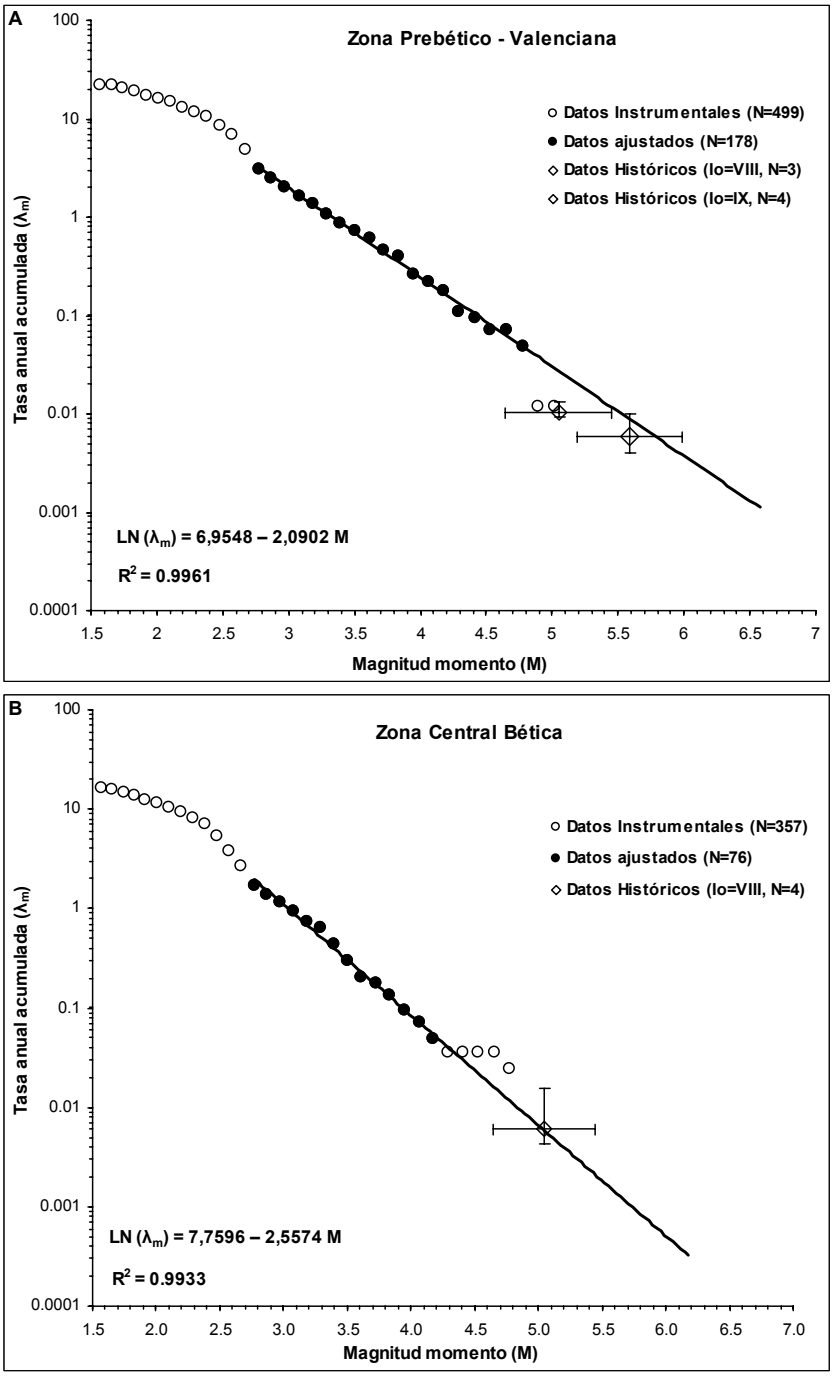


Figura 5.3 Distribución de las magnitudes y ajuste exponencial obtenido en A) Zona Prebético-Valenciana, B) Zona Central Bética, C) Zona de Sierra Filabres y D) Zona de Cartagena. Con objeto de valorar la extrapolación del ajuste hacia las magnitudes altas se representa la sismicidad histórica de intensidad epicentral mayor o igual a VIII, transformada a magnitud a través de la ecuación de López-Casado et al. (2000). La barra de error horizontal se corresponde con la desviación estándar de la estimación de magnitud. La barra vertical con el intervalo definido por el valor máximo y mínimo de tasa de ocurrencia que puede estimarse a partir del periodo de completitud para intensidades de VIII y IX (1000-1500 años; cf. cap.2). En D) las barras de error vertical del terremoto de Torrevieja se han calculado tomando los extremos inferior y superior del conjunto de recurrencias de la magnitud máxima obtenido para la Falla del Bajo Segura y sus diferentes segmentos (cf. 3.15.2).

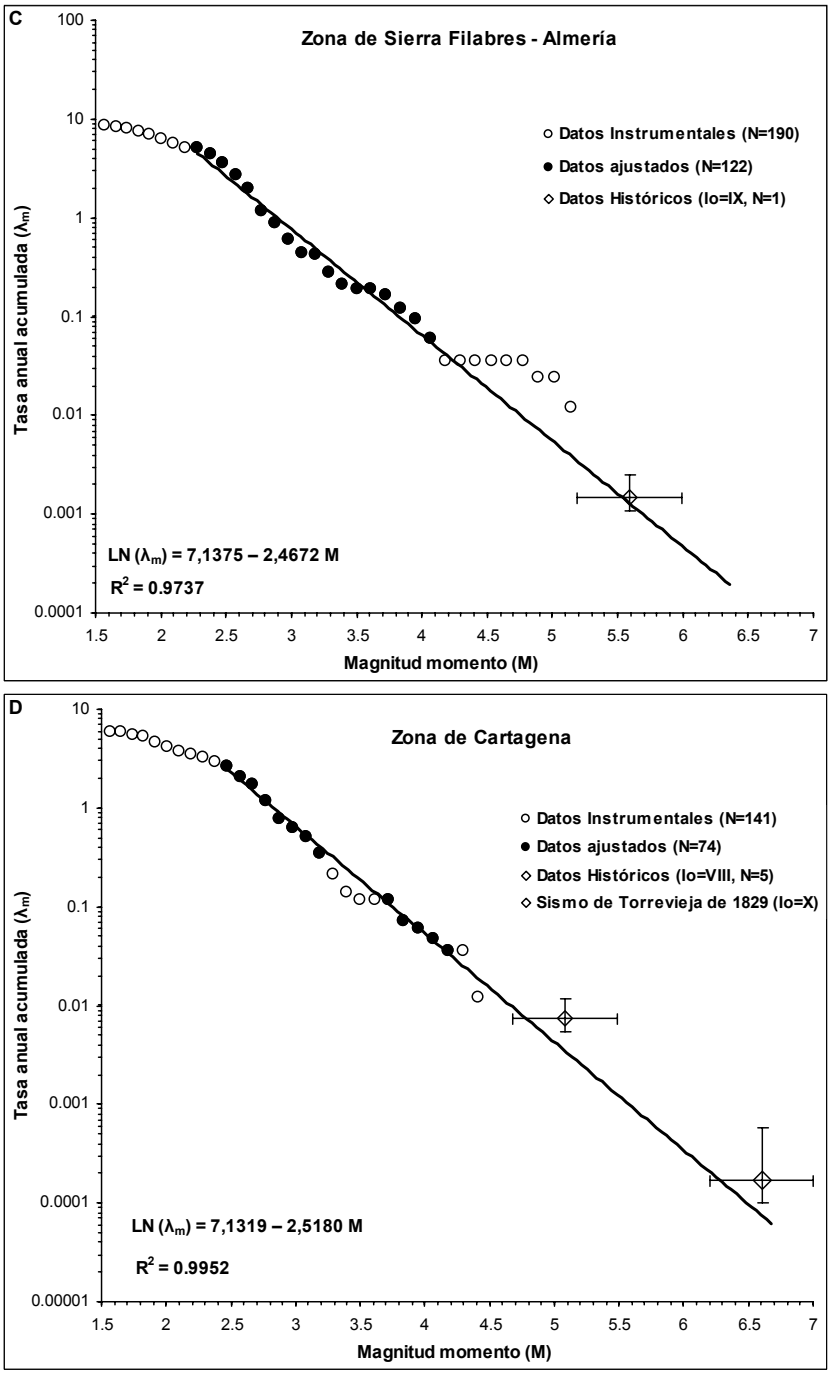


Figura 5.3. ***(continuación)***

5.3.2.3. Magnitud máxima

El límite superior de la distribución de la magnitud en cada zona se ha tomado de la regionalización de la magnitud máxima que se hizo en el capítulo 3 (Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie) (cf. fig. 3.31). En todas las zonas se ha tomado el valor máximo del intervalo correspondiente (**Tabla 5.2**). La Subzona Valenciana representa, dentro de la zona Prebético-Valenciana, un área particular donde pueden ocurrir magnitudes mayores que la magnitud máxima establecida en el resto de la zona.

Resulta interesante comparar el valor de la magnitud máxima propuesto en este trabajo, obtenido a partir de datos geológicos (cf. 3.14.1, tabla 3.11 y 4.8.2), con la magnitud del terremoto de recurrencia 1000 años, a veces referido como Terremoto Máximo Probable (MPE, en sus siglas en inglés), y con la magnitud máxima derivada del terremoto máximo histórico

más 0,5 unidades de magnitud (MHE+0,5). Ambos valores de magnitud se emplean frecuentemente en los análisis de la peligrosidad sísmica para establecer el valor de magnitud máxima de una zona sismogenética.

Zona Sismogenética	MPE	MHE + 0.5	Este trabajo
Prebético – Valenciana	6,6	(VII) 5,0	6,2
Subzona Valenciana		(IX) 6,3	6,6
Central Bética	5,7	(VIII) 5,6	6,2
S. Filabres – Almería	5,7	(IX) 6,3	6,4
Cartagena	5,6	(VIII) 5,6 *(X) 7,1**	6,2

Tabla 5.2 Comparación entre los valores de magnitud momento que resultan de la extrapolación del ajuste de Gutenberg-Richter para una recurrencia de 1000 años (MPE) y de la conversión de la máxima intensidad histórica a magnitud más 0,5 unidades (MHE+0,5) con el valor de magnitud máxima propuesto en este trabajo en cada zona sismogenética. Se indica el valor máximo de intensidad registrado en cada zona. La conversión de intensidad a magnitud se ha realizado a través de la ecuación de López Casado et al. (2000). Posteriormente este valor se ha pasado a la escala de magnitud momento a través de la ecuación de Rueda y Mezcua (2002). (*) Terremoto de Torrevieja de 1829.

La magnitud del terremoto máximo propuesto en este trabajo es superior tanto a la magnitud derivada del máximo histórico como a la magnitud de recurrencia 1.000 años. La única excepción la representaría la Zona de Cartagena si se tuviera en cuenta el terremoto de Torrevieja, que como se vio en el capítulo 3 es atribuido a la Falla del Bajo Segura (cf. 3.15.2) y, por tanto, su ocurrencia no puede hacerse extensible a toda la zona.

5.3.2.4. Parámetros sísmicos de cálculo

Los parámetros necesarios para proceder al cálculo de la peligrosidad sísmica son la magnitud mínima (m_0), la tasa anual acumulada de magnitudes superiores o iguales a la magnitud mínima (λ_{m0}), la pendiente del ajuste exponencial de Gutenberg-Richter o parámetro beta (β) y la magnitud máxima (m_1) de cada zona sismogenética (**Tabla 5.3**).

Los valores de la tasa anual acumulada y el parámetro beta se han obtenido directamente del ajuste exponencial entre el número de eventos acumulado por año y la magnitud (cf. figs. 5.3a,b,c,d**)**. Como se comentó en el apartado anterior la Subzona Valenciana representa, dentro de la Zona Prebético-Valenciana, un área particular donde pueden ocurrir magnitudes mayores que la magnitud máxima establecida en el resto de la zona. Esta particularidad se modeliza situando la magnitud mínima de la Subzona Valenciana en coincidencia con la máxima de la Zona Prebética-Valenciana. La tasa anual acumulada de este valor de magnitud se obtiene del ajuste de la Zona Prebética-Valenciana y se normaliza arealmente multiplicando por el cociente entre el área de la Subzona Valenciana por el de la Zona Prebética-Valenciana (0,37). El valor mínimo de la magnitud en el resto de las zonas se ha establecido en coherencia con el límite inferior de aplicación de la función de atenuación empleada (cf. 5.4.1).

Zona Sismogenética	M_w mín. (m_0)	Tasa an.ac. (λm_0)	M_w max. (m_1)	Beta (β)
Prebético – Valenciana	5,0	0,03031	6,2	2,0902
Subzona Valenciana	6,2	0,00091	6,6	2,0902
Central Bética	5,0	0.00656	6,2	2,5574
S. Filabres – Almería	5,0	0,00552	6,4	2,4672
Cartagena	5,0	0,00426	6,2	2,5180

Tabla 5.3 Parámetros sísmicos de las zonas sismogenéticas empleados en el cálculo de la peligrosidad sísmica.

5.3.3. Selección de Grandes Fallas

Las Grandes Fallas seleccionadas para el estudio de peligrosidad sísmica son aquellas en las que se pudo estimar que la recurrencia de su evento máximo posible es menor o igual a 10.000 años. Estas fallas coinciden con las que fueron clasificadas como de actividad reciente "Muy Alta" en el capítulo 3 (cf. 3.14.2, tabla 3.13 y fig. 3.32). A continuación se describen someramente estas fallas y se indican los apartados de los capítulos 3 y 4, donde se resumen sus características:

Falla de Alhama de Murcia (3.8.7.3 y 4.7.6.3)

Se modelizan únicamente los segmentos Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana

Falla de Carrrascoy (3.11.8.3 y 4.7.6.3)
Se considera la extensión completa de esta falla a lo largo del frente norte de la Sierra de Carrascoy y Cresta del Gallo.

Fallas del Bajo Segura y de San Miguel de Salinas (3.11.8.2 y 4.7.6.4)
Dentro de la estructura compleja del Anticlinorio del Bajo Segura se consideran únicamente la Falla del Bajo Segura y la Falla de San Miguel de Salinas. La Falla del Bajo Segura se modeliza de acuerdo a los tres segmentos en los que puede descomponerse: Hurchillo, Benejúzar y Guardamar.

Aparte de estas fallas, en el capítulo 3 también se identificaron otras grandes fallas en las que se estimó que la recurrencia del evento máximo, a la vista de los datos disponibles, debía ser superior a 10.000 años. De entre estas fallas se destacaron aquellas cuya magnitud del evento máximo era superior a la máxima posible en el entorno donde se encontraban (cf. fig. 3.32) (e.g.: fallas de Crevillente, Socovos-Calasparra,..). Estas fallas deberían ser seleccionadas para su análisis en una evaluación determinista de la peligrosidad sísmica. Por otra parte, en una futura reevaluación de la peligrosidad sísmica en la zona estas fallas deberían estudiarse a la luz de las nuevas observaciones disponibles.

5.3.3.1. Modelos de ocurrencia de grandes eventos

La ocurrencia de grandes eventos sísmicos en las fallas seleccionadas puede modelizarse de acuerdo a dos grandes modelos: terremoto característico o poissoniano.

Modelo del Terremoto Característico

De acuerdo con este modelo (cf. 1.2.4.5), cada segmento de falla solamente es capaz de producir un gran evento (el terremoto característico), cuya magnitud coincide con la máxima que se puede deducir a partir de la rotura cosísmica del segmento. El Modelo del Terremoto Característico también asume que la recurrencia del evento máximo es menor que la que puede obtenerse de la distribución de Gutenberg-Richter. En la **Figura 5.4a,b** se muestran las leyes exponenciales de la magnitud obtenidas a partir de datos instrumentales en las zonas sismogenéticas Central Bética y Cartagena. En ambos casos se observa como la extrapolación del ajuste exponencial hacia las magnitudes altas predice recurrencias muy superiores a las que fueron deducidas a partir de datos geológicos para las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy y Anticlinorio del Bajo Segura.

El modelo del terremoto característico también permite estimar la probabilidad de ocurrencia de la magnitud máxima en función del tiempo transcurrido desde el último evento característico (cf. 1.2.4.6). Dado el fuerte control que este parámetro ejerce en los resultados finales de un análisis de peligrosidad, se considera más prudente postponer este tipo de análisis hasta que estén disponibles estimaciones más precisas de las edades de los materiales deformados por las fallas.

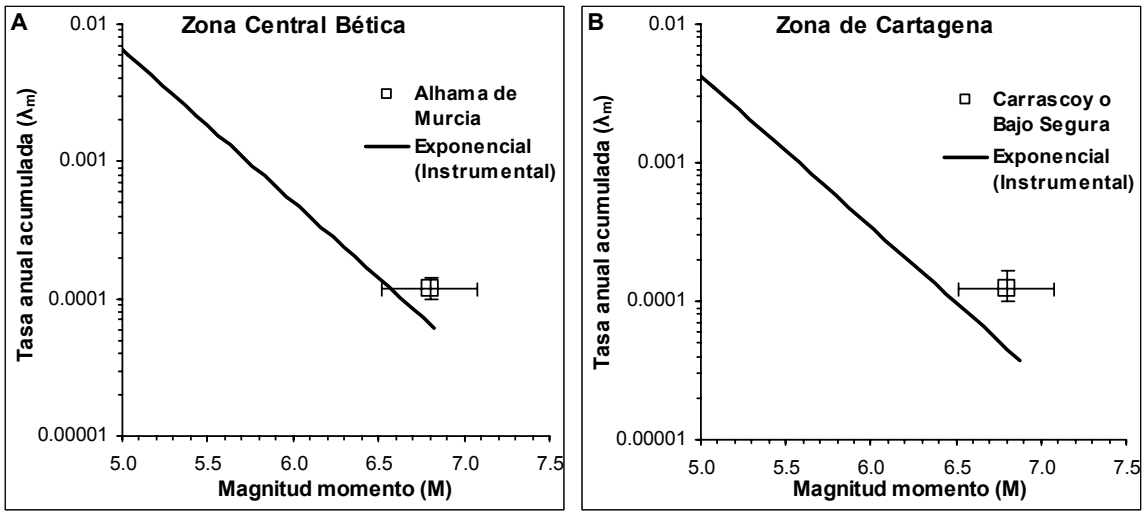


Figura 5.4. Comparación entre las leyes exponenciales de la distribución de la magnitud obtenidas en las zonas sismogenéticas Central Bética (a) y Cartagena (b) con las magnitudes máximas y sus recurrencias deducidas a partir de datos geológicos. Obsérvese como la recurrencia de las magnitudes máximas posibles en las Fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy y Anticlinorio del Bajo Segura son menores que las que predice el ajuste de Gutenberg-Richter en cada zona. El tamaño de la barra de error horizontal se corresponde con la desviación estándard de la magnitud (0,28), y la barra vertical con los extremos del intervalo de recurrencia de la magnitud máxima en cada falla.

Modelo de la Zona-Falla

A diferencia del terremoto característico en este modelo se asume que las Grandes Fallas pueden generar eventos con un amplio rango de magnitudes y, así mismo, que la distribución de estas magnitudes sigue una ley exponencial o de Gutenberg-Richter. La ocurrencia de sismicidad se modeliza igual que si se tratara de una zona sismogenética donde la ocurrencia de grandes eventos se asocia a la actividad de las grandes fallas que contiene en su interior. Los

parámetros que definen la ocurrencia de los grandes eventos en esta "zona-falla" se pueden extrapolar a partir del ajuste exponencial de la distribución conjunta de las magnitudes de las zonas sismogenéticas que contienen la zona-falla. En el caso concreto de este trabajo estas zonas serían la Central Bética y Cartagena. En la **Figura 5.5** puede observarse como la extrapolación de la ley exponencial obtenida a partir de los datos instrumentales coincide muy bien con la recurrencia de la magnitud máxima posible de la zona-falla estimada a partir de datos geológicos.

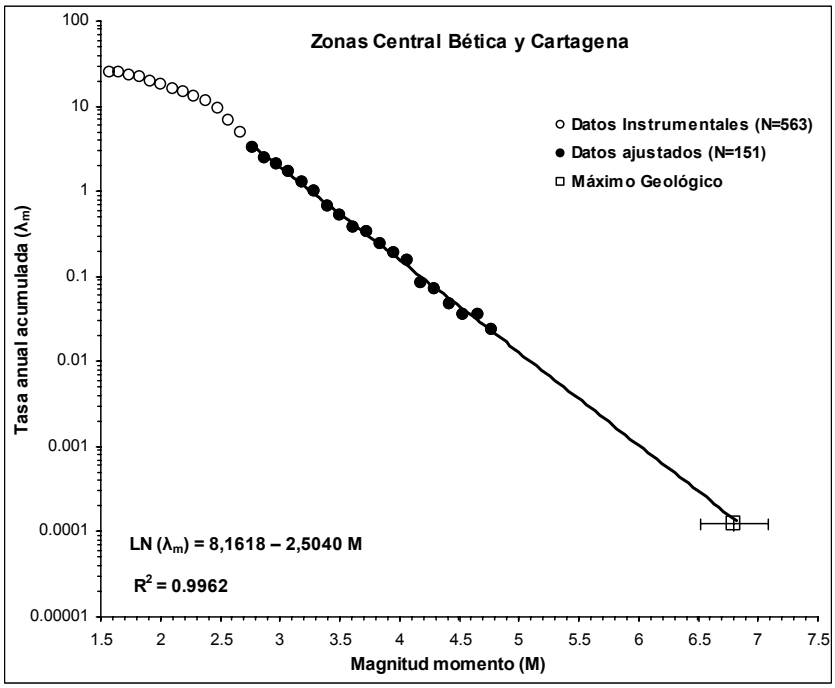


Figura 5.5. Distribución de las magnitudes y ajuste exponencial obtenido conjuntamente para las zonas Central Bética y Cartagena. Se muestra también la recurrencia y magnitud máxima posible en la zona derivada de las grandes fallas contenidas en su interior. Obsérvese que la extrapolación de la ley exponencial hacia las magnitudes altas predice muy bien este valor.

5.3.3.2. Modelización geométrica de las fallas seleccionadas

La modelización geométrica de las fallas seleccionadas se ha realizado en función de los dos modelos de ocurrencia explicados en el apartado anterior (**Fig. 5.6**). En el caso del modelo del terremoto característico, la geometría de las fallas seleccionadas se ha simplificado de acuerdo con la dirección que presenta la traza de falla principal en superficie (**Tabla 5.4**).

En el caso del modelo de la Zona-Falla las fallas se han modelizado como una estrecha zona de unos 5 km de ancho a cada lado de la traza de falla principal. Las coordenadas de los vértices que delimitan la zona-falla del Guadalentín-Bajo Segura se muestran en la **Tabla 5.5**.

FALLA	SEGMENTO	X UTM (30)	Y UTM (30)	LONGITUD	LATITUD	Long. (km)	Prof. (km)	Buz. (º)
Alhama de Murcia	Pto. Lumbreras – Lorca	598130	4147864	-1.8902	37.4743	28	12	90
		610910	4166306	-1.7429	37.6390			
		614784	4170122	-1.6984	37.6730			
	Lorca – Totana	634314	4182156	-1.4748	37.7787	23	12	90
		619435	4173942	-1.6451	37.7068			
		614898	4170206	-1.6971	37.6737			
Carrascoy	Sª Carrascoy – Cresta del Gallo	650443	4192088	-1.2897	37.8657	28	12	90
		676577	4210797	-0.9882	38.0295			
Bajo Segura	Hurchillo	676577	4210797	-0.9882	38.0295	12	12	60
		688025	4213804	-0.8570	38.0543			
	Benejúzar	688025	4213804	-0.8570	38.0543	10	12	60
		698222	4216483	-0.7401	38.0763			
	Guardamar	698222	4216483	-0.7401	38.0763	8	12	60
		705508	4218397	-0.6566	38.0919			
San Miguel de Salinas	La Veleta – Río Segura	688025	4213804	-0.8570	38.0543	17	12	90
		695025	4206638	-0.7792	37.9883			
		701896	4203708	-0.7019	37.9604			

Tabla 5.4 Coordenadas UTM (huso 30), en metros, y coordenadas geográficas, en grados decimales, de los extremos de los tramos rectos en los que pueden subdividirse las fallas seleccionadas para el cálculo de la peligrosidad sísmica. Se indica también la profundidad máxima y el buzamiento de cada segmento.

X UTM (30)	Y UTM (30)	LONGITUD	LATITUD	Prof. (km)	Área (km^2)
709627	4223916	-0,6080	38,1406	12	1.550
673679	4214872	-1,0202	38,0668		
611055	4173452	-1,7402	37,7034		
594020	4150712	-1,9363	37,5004		
602240	4145016	-1,8442	37,4482		
618514	4166792	-1,6567	37,6425		
679474	4206722	-0,9562	37,9923		
709612	4199155	-0,6154	37,9177		

Tabla 5.5 Coordenadas UTM (huso 30), en metros, y coordenadas geográficas, en grados decimales, de los vértices que delimitan la Zona-Falla del Guadalentín-Bajo Segura.

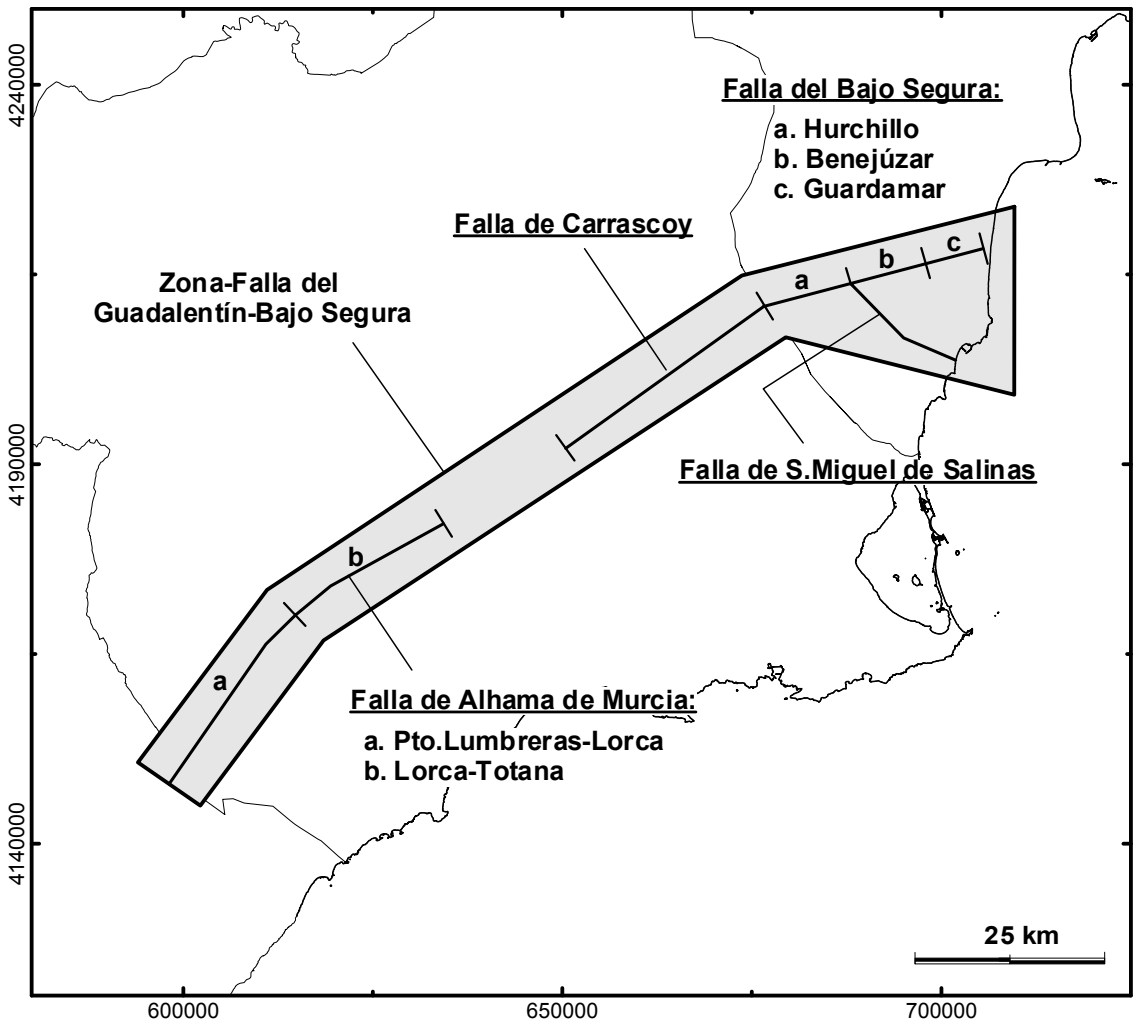


Figura 5.6. Ilustración de los dos modelos geométricos considerados para incorporar las grandes fallas seleccionadas en el cálculo de la peligrosidad: Zona-Falla y segmentos de falla. La Zona-Falla está trazada considerando un ancho de 5 km a cada lado de la traza principal de las fallas.

5.3.3.3. Parámetros sísmicos de cálculo

Los parámetros sísmicos necesarios para proceder al cálculo de la peligrosidad son, para el modelo del terremoto característico, la magnitud máxima posible en cada segmento de falla (Mc) y su recurrencia media (R_m) (**Tabla 5.6**); y, para el modelo zonificado, el parámetro beta (β), la magnitud mínima (m_0), la tasa de ocurrencia de la magnitud mínima (λ_{m0}) y la magnitud máxima (m_1) (**Tabla 5.7**).

El valor de la magnitud máxima fue obtenido en los anteriores capítulos (cf. 3.14.2 y 4.8.3). De acuerdo con la discusión expuesta en el capítulo 4 (cf. 4.9.3), se usará en los cálculos el valor estimado mediante la regresión de la magnitud momento sobre la longitud de rotura en superficie. La desviación estándard de esta estimación, de acuerdo con la regresión estadística empleada, es 0,28 (Wells y Coppersmith, 1994).

En el capítulo 4 también se estimó, en forma de intervalo, la recurrencia media del evento máximo en cada segmento de falla (cf. tabla 3.13). Los cálculos de peligrosidad se realizarán usando, por una parte, el extremo superior (**hipótesis no conservadora**) y, por otra, el extremo inferior (**hipótesis conservadora**).

Falla	Segmento	M_w máx. (Mc)	Rec. media (R_m) Inferior	Superior
Alhama de Murcia	Pto. Lumbreras – Lorca	6,8	7.000	10.000
	Lorca-Totana	6,7	2.000	5.000
Carrascoy	Sª Carrascoy – Cresta del Gallo	6,8	6.000	10.000
Bajo Segura	Hurchillo	6,3	1.700	6.000
	Benejúzar	6,2	2.000	9.000
	Guardamar	6,1	3.000	10.000
San Miguel de Salinas	La Veleta – Río Segura	6,5	8.000	10.000

Tabla 5.6 Parámetros sísmicos de las fallas seleccionadas para el cálculo de la peligrosidad sísmica según el modelo del terremoto característico. Mc: Máxima magnitud momento del evento característico; R_m: Recurrencia media en años del evento característico, indicándose el extremo superior e inferior. Explicaciones en el texto.

En el modelo de la Zona-Falla el valor de beta y la tasa de ocurrencia para la magnitud mínima se han obtenido del ajuste exponencial de la distribución conjunta de las magnitudes de las zonas Central Bética y Cartagena (cf. fig. 5.5). El valor de la magnitud mínima se ha establecido en coincidencia con la magnitud máxima estimada en ambas zonas. El valor de la magnitud máxima posible en la Zona-Falla Guadalentín-Bajo Segura se establece en 6,8, coincidente con el evento máximo posible de las fallas incluidas en dicha zona.

Zona-Falla	M_w Mín. (m_0)	Tasa an.ac. (λm_0)	M_w Max. (m_1)	Beta (β)
Guadalentín-Bajo Segura	6,2	0,00063	6,8	2,504

Tabla 5.7 Parámetros sísmicos de la Zona-Falla del Guadalentín-Bajo Segura empleados en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Explicaciones en el texto.

5.4. CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD

En este apartado se desarrollan aspectos claves del cálculo de la peligrosidad, como son la función de atenuación a emplear, la implementación del modelo sismogenético en los cálculos y las formas de expresar los resultados del análisis.

5.4.1. Función de atenuación del movimiento fuerte del suelo

La elección de la función de atenuación del movimiento fuerte del suelo es un factor fundamental en el cálculo de la peligrosidad sísmica (cf. 1.2.5). De acuerdo con el objetivo segundo de esta tesis: proporcionar resultados de interés ingenieril directo en el diseño antisísmico, y para guardar coherencia con el procedimiento empleado en la estimación de los parámetros sísmicos de las fuentes sismogenéticas, la función de atenuación a emplear en los cálculos no puede expresarse en términos de intensidad macrosísmica ni haber sido derivada a partir de este tipo de datos. De esta manera quedan descartadas todas las relaciones de atenuación obtenidas para el SE de España a partir de mapas de isosistas y se hace necesario seleccionar la función de atenuación a partir de las ecuaciones disponibles en la literatura.

La función de atenuación seleccionada debe cumplir dos requisitos básicos: 1) que proceda de una base de datos de calidad que permita construir espectros de probabilidad uniforme, y 2) que pueda admitirse su aplicabilidad al contexto tectónico y sismológico del SE de España. En relación con estos requisitos se pueden señalar al menos cuatro condiciones mínimas:

- Haber sido obtenida a partir de un número importante de registros acelerográficos, lo más actualizado posible y tratados conforme a un criterio homogéneo.

- Que el espacio estadístico de distancias y magnitudes sea lo más extenso y uniforme posible. Para su aplicación en regiones de sismicidad moderada interesan funciones de atenuación cuyo límite inferior de aplicabilidad de la magnitud sea lo menor posible.

- Que considere adecuadamente el efecto sitio estableciendo las clases de suelos que sean necesarias. En este sentido resulta muy práctico seleccionar una función de atenuación que considere clases de suelos muy similares a las que establece la norma antisísmica española.

- Que los terremotos empleados sean de foco superficial (h<30 km) y que la mayoría de ellos hayan ocurrido en un contexto geodinámico lo más parecido posible al del SE de España (zona de contacto difuso entre placas).

De acuerdo con los requisitos expuestos arriba se ha seleccionado en la literatura la función de atenuación obtenida por Ambraseys et al. (2005) (**Fig. 5.7a,b**). Esta función de atenuación fue derivada a partir de unos 600 registros contenidos en el banco de datos acelerográficos del Imperial College (Reino Unido) procedentes de 135 terremotos de foco superficial ocurridos en Europa y Oriente medio. La mayoría de los registros (60%) proviene de Italia, Turquía y Grecia. También se han considerado 4 registros portugueses y 6 españoles (pertenecientes al terremoto de Adra de 23/12/1993, M_w=5,2). Los límites de aplicabilidad de la función son magnitudes momento mayores o iguales a 5,0 y distancias menores de 100 km. La función de atenuación adopta las clases de suelos propuestas por Boore et al. (1993) y considera también el tipo de mecanismo del terremoto. La forma de la función es la siguiente:

$$\log y = a_1 + a_1 M_w + (a_3 + a_4 M_w) \log (d^2 + a_5^2)^{1/2} + a_6 S_S + a_7 S_A + a_8 F_N + a_9 F_T + a_{10} F_O \qquad [5.3]$$

donde *y* es la estimación de la aceleración máxima horizontal del terreno en m/s^2, a_1 a a_{12} son coeficientes dependientes del periodo de vibración considerado, M_w es la magnitud momento, *d* es la distancia más corta a la proyección en superficie de la falla (o, si ésta se desconoce, la distancia epicentral), y *S* y *F* son los parámetros de suelo y mecanismo del terremoto (**Fig. 5.8a,b**). Los valores de estos parámetros se explican en las **Tablas 5.8** y **5.9**.

CLASIFICACIÓN DE SUELOS

Ambraseys et al. (2005)		NCSR-02		S_S	S_A
Roca	$V_s > 750$	Tipo I	$V_s > 750$	0	0
Rígido	$360 < V_s \leq 750$	Tipo II	$400 < V_s \leq 750$	0	1
Blando	$180 < V_s \leq 360$	Tipo III	$200 < V_s \leq 360$	1	1
Muy blando	$V_s < 180$	Tipo IV	$V_s < 180$	1	1

Tabla 5.8 Valor de los parámetros de suelo S_S y S_A para las diferentes clases de suelos propuestas por Boore et al. (1993) y adoptadas en Ambraseys et al. (2005), y su correspondencia con las tipos establecidos en la norma antisísmica española (NCSR-02). Obsérvese que la correspondencia es prácticamente perfecta. Vs: velocidad en m/s de las ondas de corte en los primeros 30 m de suelo.

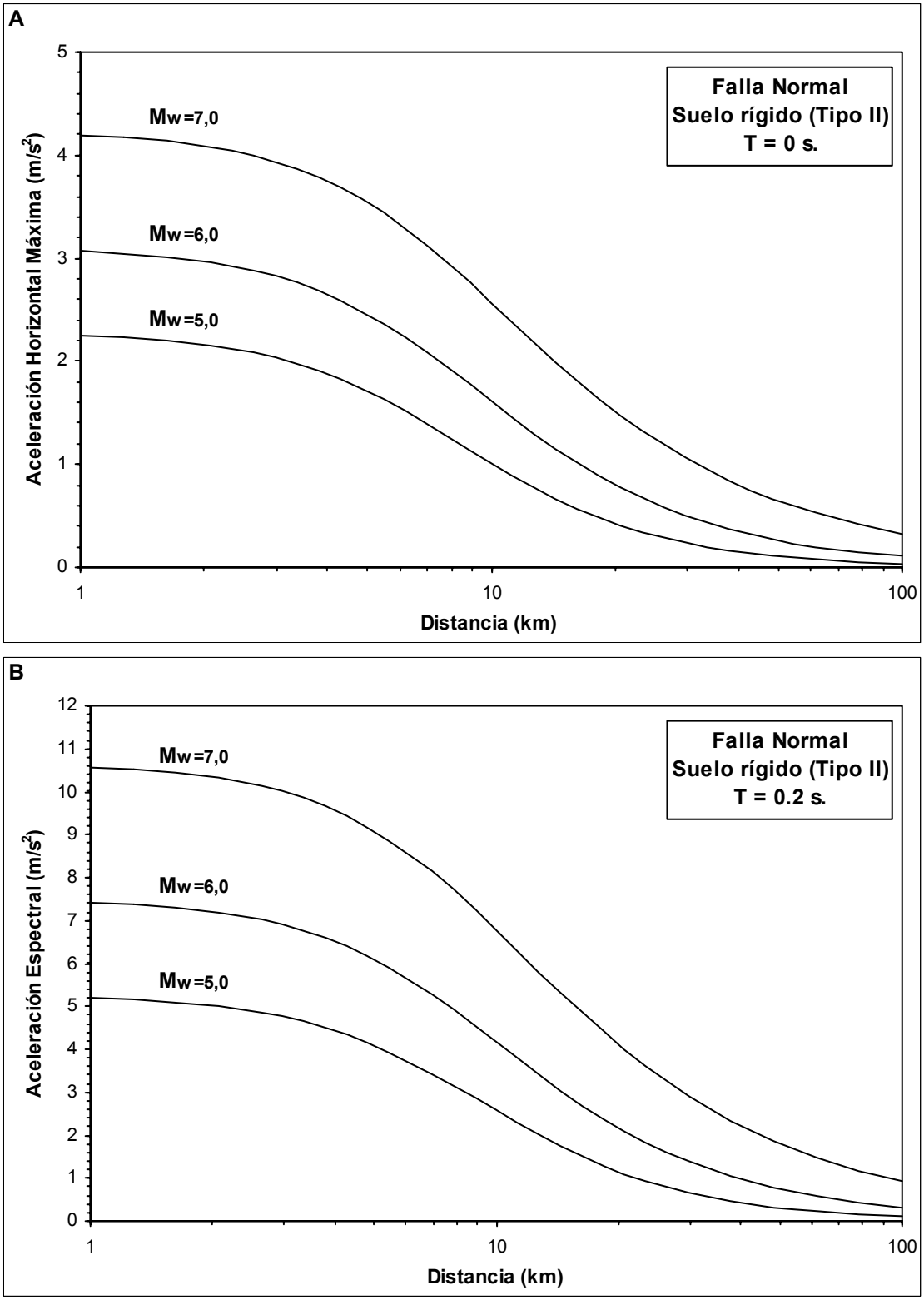


Figura 5.7. Función de atenuación de la aceleración horizontal máxima de Ambraseys et al. (2005) para condiciones de suelo rígido (equivalente al Tipo II de la NCSR-02) y mecanismo de falla normal para A) periodo 0 s y B) periodo 0,2 s.

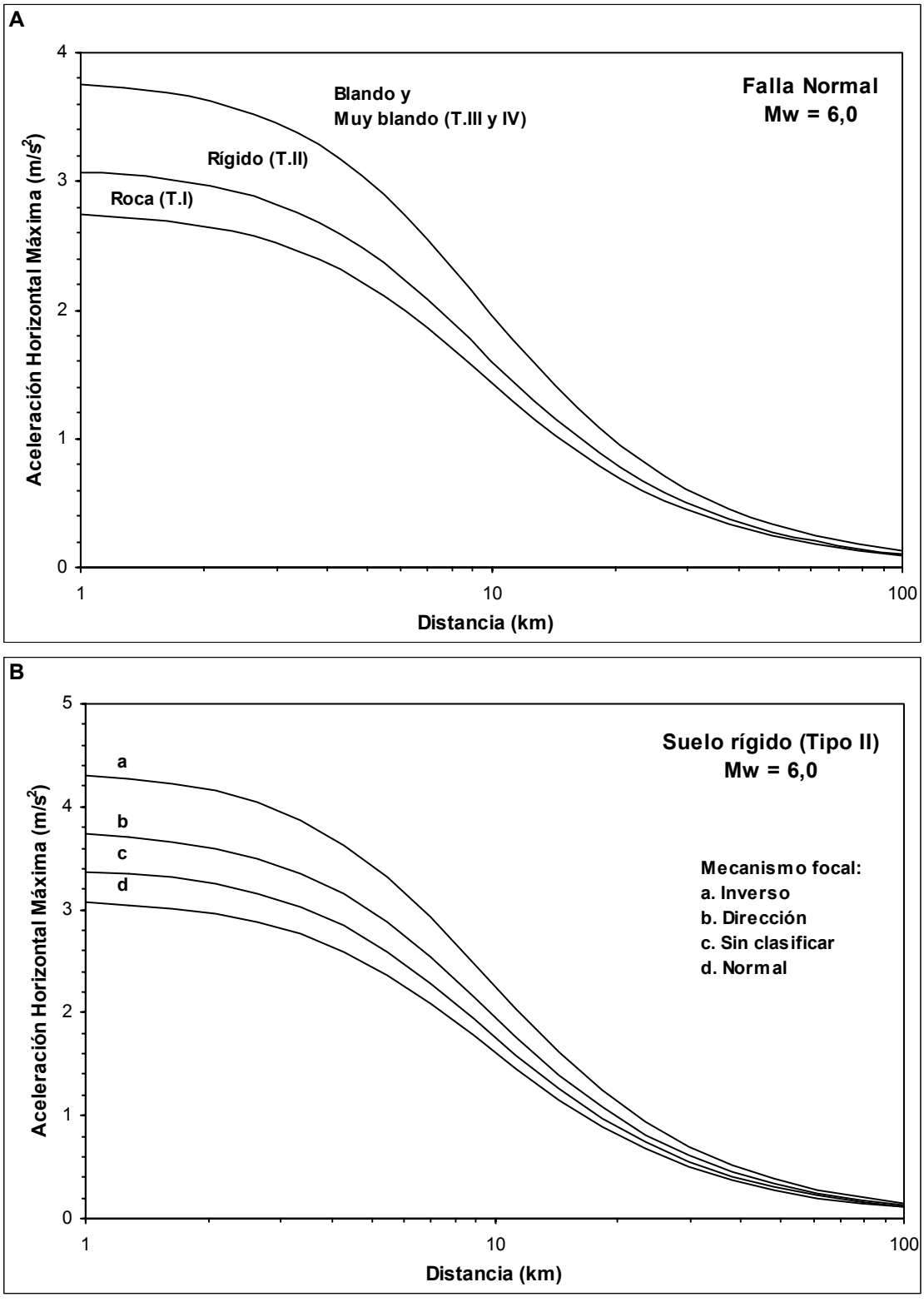


Figura 5.8. Efecto de la clase de suelo (a) y tipo de mecanismo (b) en la función de atenuación de la aceleración horizontal de Ambraseys et al. (2005).

La mayor parte de los registros usados en el trabajo de Ambraseys et al. (2005) (40%) proceden de estaciones situadas sobre suelo rígido (o terrenos de tipo II, según la nomenclatura de la NCSR-02). El tipo de mecanismo más frecuente es el de falla normal (32%) seguido por el de falla en dirección (27%).

Mecanismo del Terremoto	F_N	F_T	F_O
Direccional	0	0	0
Normal	1	0	0
Inverso	0	1	0
Sin clasificar	0	0	1

Tabla 5.9 Valores de los parámetros F dependientes del tipo de mecanismo del terremoto, en la función de atenuación de Ambraseys et al. (2005). La clasificación de los mecanismos está adoptada de Frohlich y Apperson (1992).

Finalmente, la función de Ambraseys et al. (2005) permite obtener la aceleración espectral para 61 periodos de vibración diferentes, desde 0,05 a 2,5 segundos (**Fig. 5.9**). La desviación estándar del logaritmo de la aceleración hasta el periodo 0,95 s es función de la magnitud. En este trabajo se asumirá el valor fijo correspondiente a la magnitud 5,0.

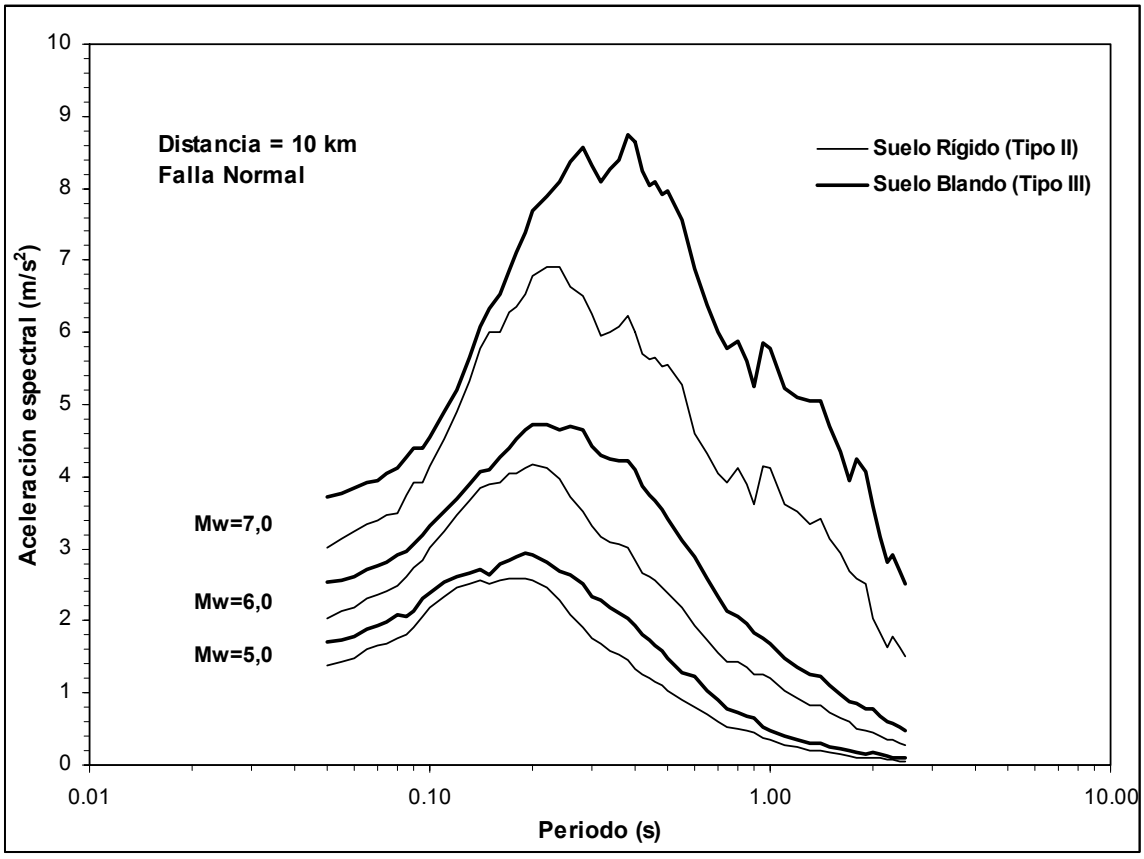


Figura 5.9. Espectro de respuesta construido mediante la función de atenuación de Ambraseys et al. (2005) para una distancia de 10 km y mecanismo de falla normal.

5.4.2. Modelos sismogenéticos a considerar en el cálculo

El cálculo de la peligrosidad sísmica se va a realizar considerando los siguientes cuatro modelos sismogenéticos:

Modelo "Solo Zonas":

En este modelo solo se consideran las zonas sismogenéticas definidas en el apartado 5.3.2 y de acuerdo a los parámetros expuestos en la tabla 5.3. La función de atenuación de Ambraseys et al. (2005) se emplea en sus dos versiones para terremotos de mecanismo normal y direccional. En las Cordilleras Béticas Orientales estos dos tipos de mecanismo focal son los más frecuentes en terremotos de magnitud momento mayor o igual a 5. Para ponderar adecuadamente este efecto en bs cálculos las zonas sismogenéticas se duplican y su tasa de ocurrencia sísmica ($?_{m0}$) se divide por dos. En un juego de zonas sismogenéticas se emplea la función de atenuación para terremotos de mecanismo normal y en el otro la de mecanismo direccional.

Modelo "Zona-Falla":

Este modelo es idéntico al anterior pero con la diferencia de que se añade una nueva zona sismogenética. Esta zona es la Zona-Falla del Guadalentín-Bajo Segura, que define la zona donde pueden ocurrir grandes eventos asociados a la actividad de las fallas seleccionadas (cf. 5.3.3.1). De acuerdo con la estructura tectónica y la cinemática de las deformaciones más recientes asociadas a estas fallas, el mecanismo focal de los grandes terremotos producidos por aquellas debe variar entre direccional e inverso. En coherencia con este dato la función de atenuación se considera de modo idéntico al caso anterior, duplicando la zona y dividiendo en dos la tasa de ocurrencia sísmica, pero usando las versiones para mecanismo direccional e inverso.

Modelo del "Terremoto Característico": hipótesis conservadora y no conservadora

En este modelo, a diferencia del anterior, las fallas seleccionadas se modelizan como líneas y se asume el "Modelo del Terremoto Característico" (cf. 5.3.3.1). La hipótesis conservadora consiste en emplear en los cálculos el extremo inferior del intervalo de recurrencia media que se estimó en cada segmento de falla. En la hipótesis no conservadora se emplea el extremo superior (cf. tabla 5.6). Para las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy y San Miguel de Salinas se emplea la función de atenuación de Ambraseys et al. (2005) en su versión para mecanismos direccionales y, para la Falla del Bajo Segura, en su versión para mecanismos inversos.

Finalmente, conviene señalar que de acuerdo con la definición de distancia empleada en la función de atenuación se situará la profundidad de todas las zonas y fallas en cero.

5.4.3. Expresión de los resultados

Los resultados del cálculo de peligrosidad se van a expresar en forma de mapas de aceleración máxima horizontal para condiciones de suelo rígido (Tipo II) y para los periodos de retorno 475, 950, 1950, 4950 y 9950 años (**Tabla 5.10**). Con la realización de estos mapas se pretende analizar los diferentes modelos sismogenéticos propuestos a lo largo de un amplio espectro de probabilidades de interés ingenieril y contar con criterio suficiente para justificar la elección del modelo que represente la mejor estimación. Este modelo será el que se emplee para comparar con los resultados obtenidos por otros autores y sobre el que se calculen espectros de respuesta de probabilidad uniforme para comparar con el propuesto en la vigente norma sísmica española. Se justifica a continuación la elección de los periodos de retorno y condiciones del terreno que se usarán en los cálculos.

Periodo de Retorno (años)	Vida útil (t) (años)	Prob. exc. en t años	Importancia de la estructura
475	50	10%	Normal*
950	100	10%	Especial*
1950	100	5%	Crítica^{+}
4950	100	2%	Muy Crítica^{+}
9950	100	1%	Súper Crítica^{+}

Tabla 5.10 Periodos de retorno considerados en los cálculos y su equivalencia en probabilidad de excedencia durante la vida útil de la estructura. Se indica la importancia de la estructura que suele diseñarse de acuerdo con tal probabilidad de excedencia. (*) Niveles de importancia reseñados en la NCSR-02. ($^{+}$) Niveles propuestos en este trabajo.

El periodo de retorno de 475 años es el habitualmente empleado en los códigos sísmicos europeos para establecer los requerimientos mínimos del diseño antisísmico de estructuras convencionales (García-Mayordomo et al., 2004). Este periodo de retorno es equivalente a admitir una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años. Para estructuras convencionales de especial importancia (e.g.: colegios, hospitales, centros públicos en general) es habitual considerar la misma probabilidad de excedencia pero en 100 años (e.g.: NCSE-94), lo que es equivalente a un periodo de retorno de 950 años.

Los periodos de retorno de 1950, 4950 y 9950 años son considerados en el diseño de estructuras críticas, aquellas cuya destrucción o mal funcionamiento podría tener consecuencias económicas o medioambientales catastróficas. Si se asume una vida funcional de 100 años para estas infraestructuras, los periodos de retorno anteriores se corresponden con probabilidades de excedencia del 5%, 2% y 1%. La vida funcional debe entenderse como el máximo periodo de tiempo sin llevar a cabo obras de reforzamiento de envergadura.

Se ha preferido considerar la condición de Suelo Rígido (o tipo II) antes que la de Roca por que es más representativa en un estudio regional y, además, porque su función de atenuación fue obtenida con un mayor número de registros.

5.5. RESULTADOS

5.5.1. Mapas de peligrosidad sísmica de cada modelo sismogenético

En las **Figuras 5.10** a **5.14** se presentan los mapas de peligrosidad sísmica de los cuatro modelos sismogenéticos considerados para los periodos de retorno 475, 950, 1950, 4950 y 9950 años. El cálculo de la peligrosidad se realizó en cada nodo de un mallado de espaciado 0,1º x 0,1º empleando el programa CRISIS-99 v.18 (Ordaz et al., 1999). Los límites de los mapas se han establecido de modo que abarquen completamente la provincia de Alicante y la Región de Murcia.

Los modelos "Solo Zonas" y "Zona-Falla" producen mapas muy similares para los periodos de retorno de 475 y 950 años. A partir del periodo de retorno de 950 empieza a apreciarse la influencia de la Zona-Falla en la forma de las isolíneas. Se observa con claridad como el tramo contenido en la Zona Central Bética implica un aumento mayor de la peligrosidad que la parte localizada en la Zona de Cartagena. Este efecto está claramente relacionado con la menor tasa de ocurrencia sísmica y mayor área de la zona de Cartagena frente a la Central Bética y se hace más evidente a medida que aumenta el periodo de retorno. Si bien los modelos "Solo Zonas" y "Zona-Falla" muestran diferencias en la forma de las isolíneas, los valores máximos de aceleración alcanzados en uno y otro no presentan diferencias significativas ni siquiera en los periodos de retorno altos.

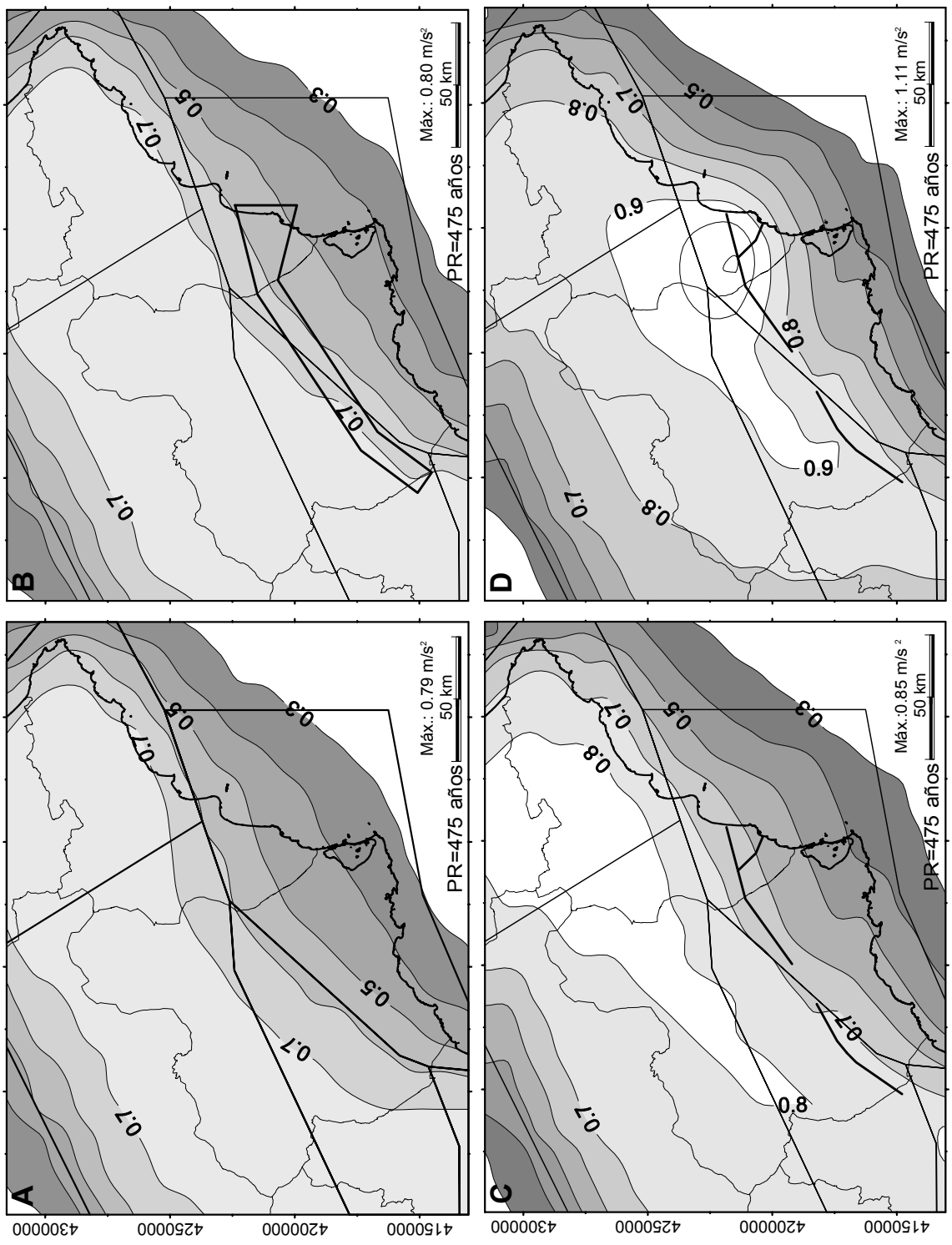


Figura 5.10. Mapas de aceleraciones máximas del terreno en condiciones de suelo rígido para el periodo de retorno 475 años y para los modelos A) Solo Zonas, B) Zona-Falla, C) Terremoto Característico no conservador y D) Terremoto Característico conservador.

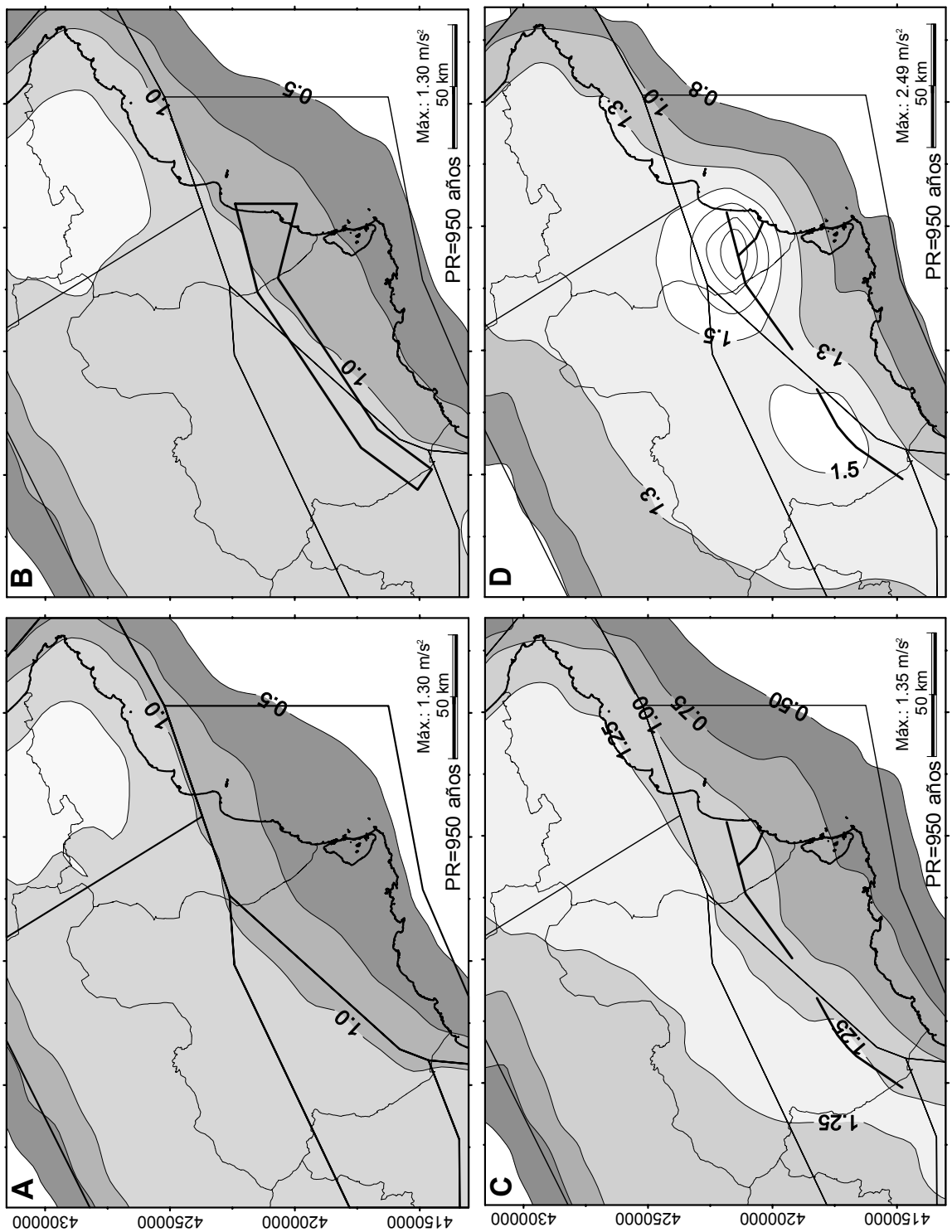


Figura 5.11. Mapas de aceleraciones máximas del terreno en condiciones de suelo rígido para el periodo de retorno 950 años y para los modelos A) Solo Zonas, B) Zona-Falla, C) Terremoto Característico no conservador y D) Terremoto Característico conservador.

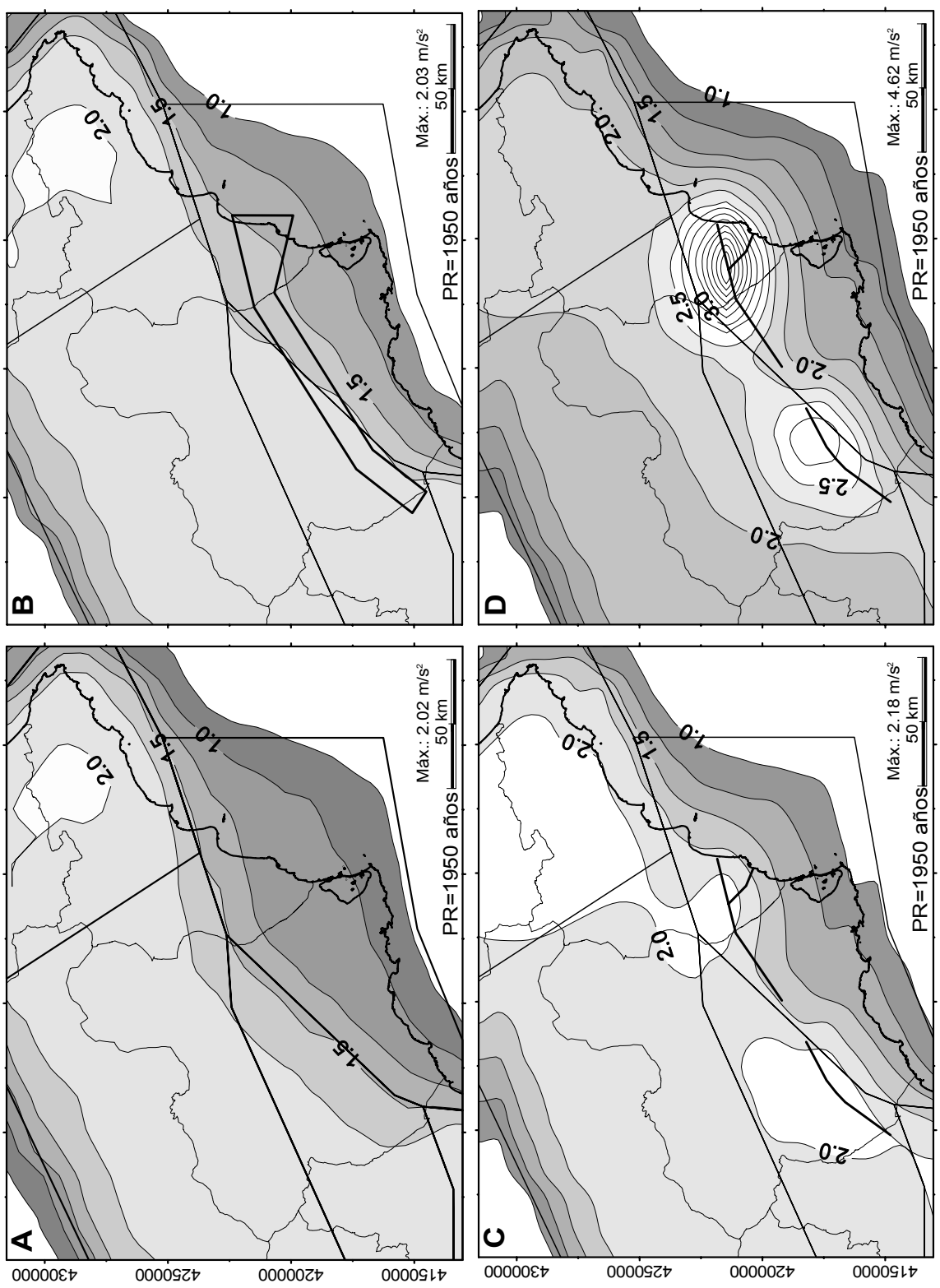


Figura 5.12. Mapas de aceleraciones máximas del terreno en condiciones de suelo rígido para el periodo de retorno 1950 años y para los modelos A) Solo Zonas, B) Zona-Falla, C) Terremoto Característico no conservador y D) Terremoto Característico conservador.

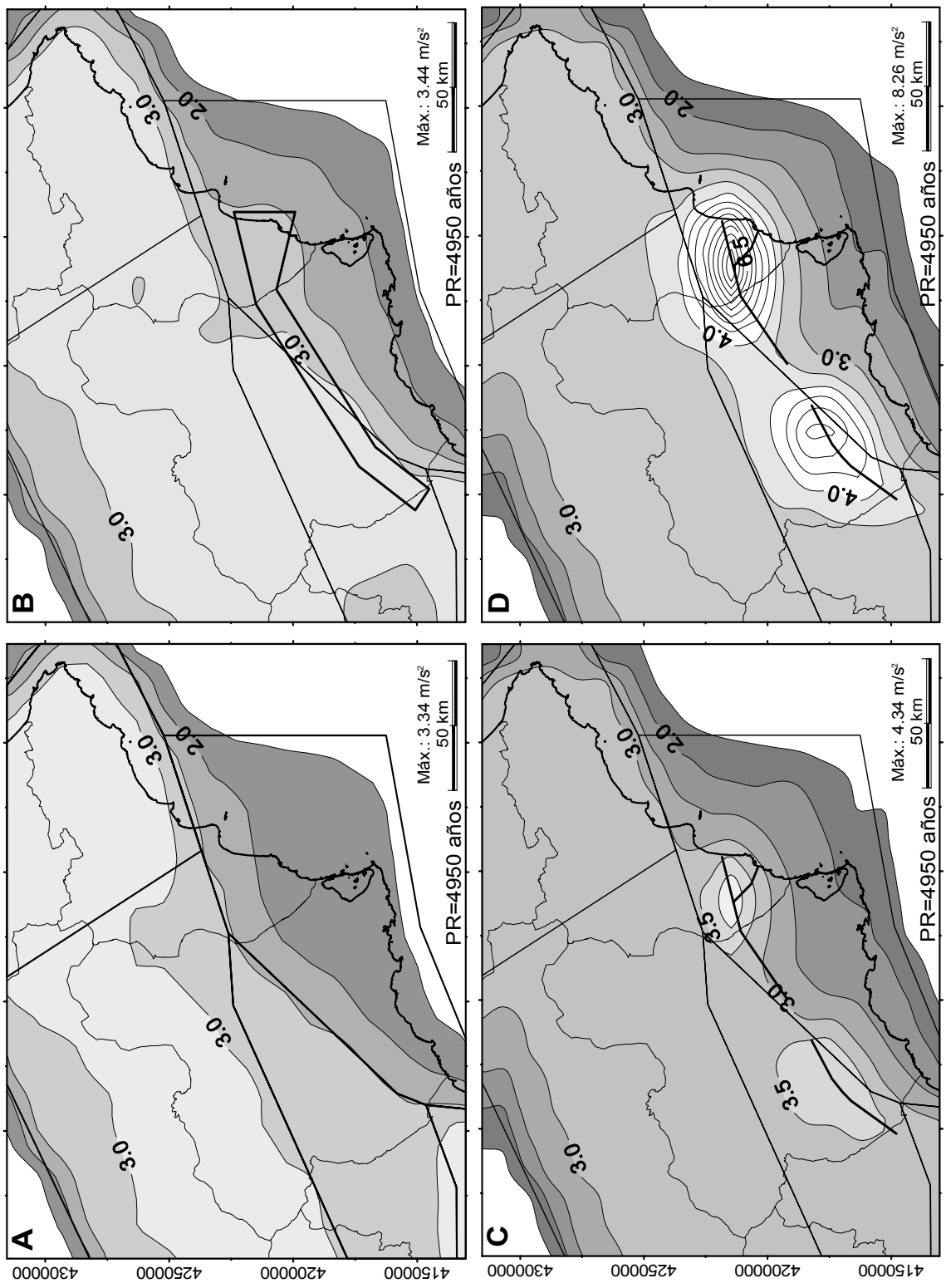


Figura 5.13. Mapas de aceleraciones máximas del terreno en condiciones de suelo rígido para el periodo de retorno 4950 años y para los modelos A) Solo Zonas, B) Zona-Falla, C) Terremoto Característico no conservador y D) Terremoto Característico conservador.

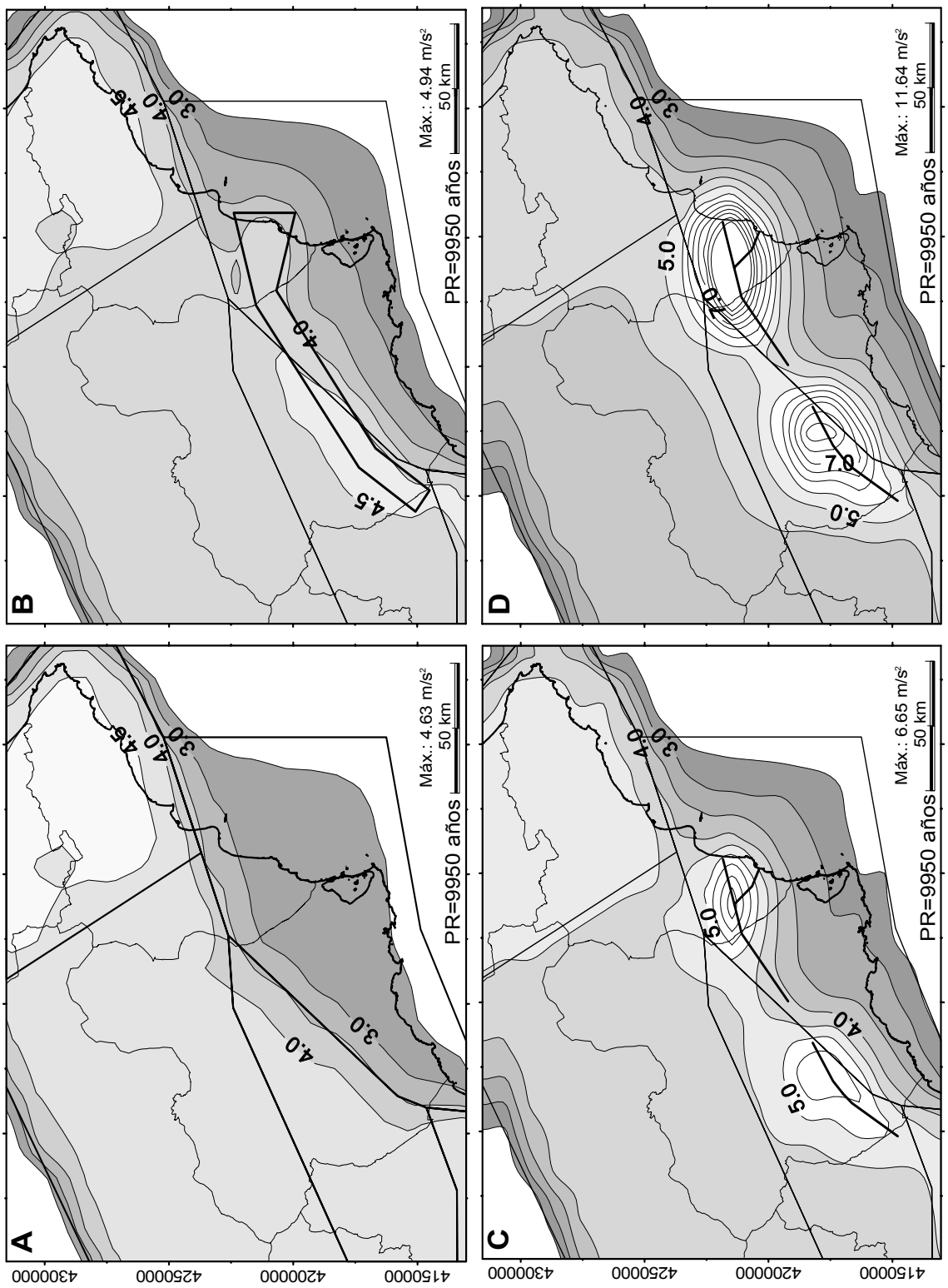


Figura 5.14. Mapas de aceleraciones máximas del terreno en condiciones de suelo rígido para el periodo de retorno 9950 años y para los modelos A) Solo Zonas, B) Zona-Falla, C) Terremoto Característico no conservador y D) Terremoto Característico conservador.

La hipótesis no conservadora del "Modelo del Terremoto Característico" produce para el periodo de retorno de 475 años un mapa muy similar al de los modelos anteriores. A partir del periodo de retorno 950 se comienzan a apreciar diferencias en el trazado de las isolíneas alrededor de las fallas respecto al mapa del modelo "Zona-Falla". Sin embargo, no es hasta el periodo de 1950 años cuando la influencia de las fallas en la forma del mapa se hace realmente significativa. Los valores máximos alcanzados en ambos mapas son bastante similares hasta el periodo de retorno de 4950 años.

Por el contrario, los mapas producidos en la hipótesis conservadora del "Modelo del Terremoto Característico" presentan diferencias significativas desde el periodo de retorno 475 años. Estas diferencias se dan tanto a nivel del trazado de las isolíneas alrededor de las trazas de falla como con los valores de aceleración máximos alcanzados. En relación con el primer caso resulta muy evidente la forma de "protuberancia" o "telescópica" que configuran las isolíneas alrededor de la Falla del Bajo Segura. En la hipótesis no conservadora la formación de este efecto no se aprecia de modo tan evidente hasta el periodo de retorno de 9950 años. Esta observación pone de manifiesto la gran influencia que tienen recurrencias del evento máximo del orden de los 1.500-3.000 años frente a las de 5.000-10.000 años consideradas en la hipótesis no conservadora. El mismo efecto se observa en relación con la Falla de Alhama de Murcia, aunque no tan exagerado dado que la recurrencia del evento máximo del segmento Puerto Lumbreras – Lorca es bastante alta incluso en su hipótesis conservadora (e.g.: 7.000 años). De modo similar, la alta recurrencia del evento máximo de la Falla de Carrascoy (e.g.: 6.000 años) determina la falta de conexión entre los dos grandes centros de peligrosidad: las fallas de Alhama de Murcia y Bajo Segura.

Los valores máximos producidos por la hipótesis conservadora son del orden del doble respecto a la hipótesis no conservadora. Es importante señalar, sin embargo, que esta diferencia tan notable se limita a un entorno de unos 50 km alrededor de las fallas de Alhama de Murcia y Bajo Segura. En la **Figura 5.15** se desglosa el aporte de cada una de estas fallas en el computo total de peligrosidad en las localidades de Lorca y Orihuela, situadas respectivamente en las inmediaciones de estas fallas. Se observa como la influencia de la Falla de Alhama de Murcia en la peligrosidad total de Lorca empieza a ser mayor que la del resto de las fuentes sismogenéticas a partir aproximadamente del periodo de retorno 2700 años; mientras que en el caso de Orihuela la influencia de la Falla del Bajo Segura empieza a partir del periodo de retorno 1000 años.

5.5.2. Elección de la mejor estimación

De todos los resultados obtenidos se considera que la mejor estimación la proporciona la hipótesis conservadora del "Modelo del Terremoto Característico". Esta decisión se justifica por dos motivos: 1) las observaciones realizadas permiten aceptar razonadamente que la ocurrencia de eventos máximos en las grandes fallas analizadas es de tipo Terremoto Característico, y 2) la influencia de las grandes fallas en los mapas de peligrosidad sísmica es evidente desde los periodos de retorno más bajos (475 y 950 años).

En el apartado 5.3.3.1 se puso de manifiesto que la ocurrencia de los eventos máximos posibles en las grandes fallas se desviaban positivamente de la extrapolación de la ley exponencial de la distribución de la magnitud en las zonas sismogenéticas donde estaban contenidas las fallas (cf. fig. 5.4a,b). Así mismo, se observó que, considerando un área mayor que contuviera a todas las fallas, el máximo geológico era predicho bastante bien por la extrapolación de la ley exponencial de la distribución de la magnitud (cf. fig. 5.5). Ambas observaciones coinciden con los resultados obtenidos en trabajos similares realizados en fallas cuya paleosismicidad se conoce mucho mejor y a las que se atribuye la ocurrencia de eventos máximos del tipo Terremoto Característico (e.g.: Wesnousky, 1994; Stirling et al. 1996).

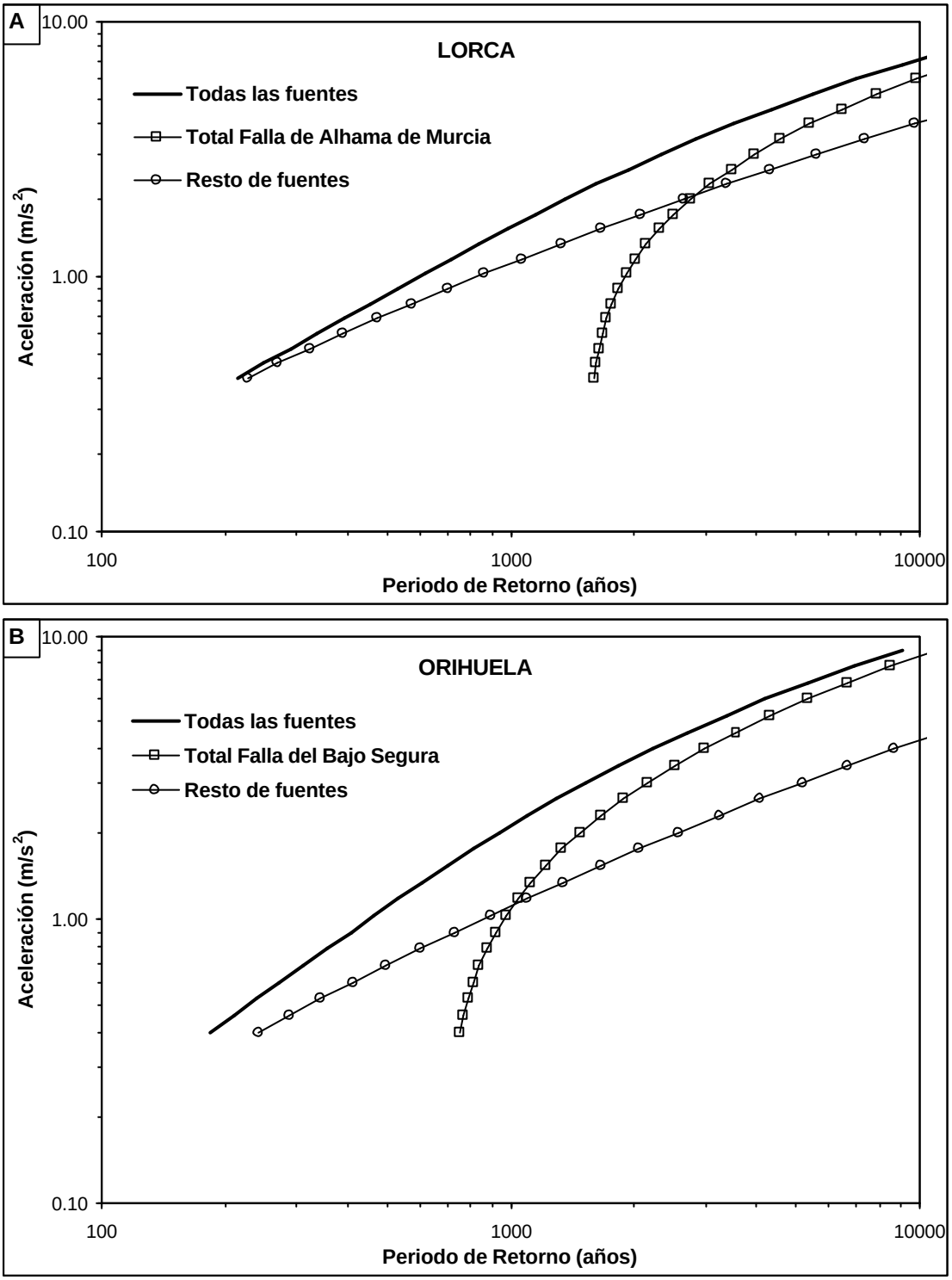


Figura 5.15. Desglose de la peligrosidad sísmica en dos localidades situadas en las inmediaciones de la Falla de Alhama de Murcia (Lorca) y de la Falla del Bajo Segura (Orihuela) considerando la hipótesis conservadora del Modelo del Terremoto Característico . A) Obsérvese como el aporte de peligrosidad de la Falla de Alhama de Murcia empieza a superar a la del resto de fuentes a partir aproximadamente del periodo de retorno 2.700 años. B) Ídem pero a partir del periodo de retorno 1.000 años.

Por otra parte, dentro del "Modelo del Terremoto Característico", se prefiere aceptar la hipótesis conservadora, dado el escaso impacto que tienen las fallas en los mapas de peligrosidad cuando se consideran recurrencias medias del evento máximo del orden de los 5.000-10.000 años, especialmente en los periodos de retorno de mayor interés ingenieril (475 y 950 años). Dada la escasez de estudios de paleosismicidad específicos que proporcionen

estimaciones más fiables de la recurrencia media de estos eventos máximos se utiliza en estos casos la hipótesis conservadora, correspondiente al límite inferior del intervalo de recurrencia en cada falla. Así mismo, los mapas de peligrosidad sísmica de la hipótesis conservadora son más consistentes desde el punto de vista geológico ya que señalan de modo más evidente las áreas donde se localizan las fallas más activas del SE de España. Es importante advertir que la influencia de las grandes fallas se limita, aproximadamente, a un radio de unos 50 km. Por lo tanto, para puntos situados fuera de este radio la decisión de seleccionar la hipótesis no conservadora o la conservadora no es crítica.

5.6. DISCUSIÓN

5.6.1. Sobre la relación entre zonas sismogenéticas y bloques corticales

A partir del estudio de parámetros tales como el gradiente geotérmico y la resistencia de la corteza superior se propuso en el capítulo 4 una clasificación de los bloques corticales que componen el SE de España (cf. 4.8.1). Admitiendo relaciones observadas entre la resistencia y estado térmico de la corteza con las características de la sismicidad registrada en ellos (profundidad media, densidad sísmica), se propuso un esquema preliminar de zonas sismogenéticas (cf. 4.9.2), sobre el que posteriormente se estableció el definitivo (cf. 5.3.2). Resulta interesante ahora comparar la bondad de las hipótesis que se hicieron en relación con los valores esperables del parámetro b y la tasa de ocurrencia sísmica en cada zona sismogenética preliminar y los valores finalmente obtenidos en este capítulo (**Tabla 5.11**).

Concretamente, se dedujo que en la Zona 1.1, formada por los bloques "calientes y blandos" de Sierra Filabres y Almería, se obtendrían un parámetro b y una tasa de ocurrencia mayores que en la Zona 2.1, compuesta por los bloques relativamente más "fríos y rígidos" Valenciano y Prebético, como efectivamente así ha sido. En las Zonas 1.2 y 2.2, formadas por los bloques "anómalos" de Cartagena y Central Bético, se han obtenido, como se preveía, valores intermedios entre los dos casos extremos anteriores.

CLASES RELATIVAS	BLOQUES	Gr.Geot. (ºC/km)	Resist. Total C.Superior (Nw/m)	ZONAS PRELIM.	Parámetro b	Tasa norm. (λ_{m0}/km^2)	ZONAS SISMOGENETICAS
Fríos y Resistentes	Prebético	22	$12{,}6 \cdot 10^{11}$	1.1	0,91	$1{,}03 \cdot 10^{-6}$	Prebético - Valenciana
	Valenciano	24	$11{,}5 \cdot 10^{11}$				
	Central Bético *	24	$9{,}6 \cdot 10^{11}$	1.2	1,11	$1{,}00 \cdot 10^{-6}$	Central Bética
Calientes y Blandos	Sierra Filabres	27	$7{,}8 \cdot 10^{11}$	2.1	1,07	$1{,}24 \cdot 10^{-6}$	S. Filabres - Almería
	Almería	29	$7{,}1 \cdot 10^{11}$				
	Cartagena *	29	$7{,}1 \cdot 10^{11}$	2.2	1,09	$0{,}42 \cdot 10^{-6}$	Cartagena

Tabla 4.19. Relación de las dos clases de bloques corticales y las zonas sismogenéticas preliminares que se dedujeron de éstas en el capítulo 4, con el parámetro b y la tasa anual de excedencia de la magnitud momento 5,0 normalizada por el área en las zonas sismogenéticas finalmente usadas en el cálculo. Se indica también el valor del gradiente geotérmico y la resistencia de la corteza superior en cada bloque. (*) Bloques anómalos.

Se puede concluir entonces que el gradiente geotérmico y la resistencia total de la corteza superior son dos parámetros muy útiles en la definición preliminar de zonas sismogenéticas y que, además, proveen un criterio objetivo basado en el estado del conocimiento. Sin embargo, dadas las importantes incertidumbres metodológicas que en algunos casos presenta la estimación de estos parámetros, así como por su inherente variabilidad natural, la interpretación de los mismos debe hacerse en conjunción con otros parámetros relacionados, como por ejemplo la profundidad media de la sismicidad y la densidad sísmica.

5.6.2. Comparación de los resultados de peligrosidad con otros trabajos

Resulta de gran interés comparar los resultados de este trabajo, obtenidos a partir de datos de sismicidad instrumental y geológicos, con los obtenidos por otros autores, fuertemente condicionados por el registro de sismicidad histórico.

Dentro de los diferentes trabajos de peligrosidad sísmica que abarcan completamente el SE de España (cf. 1.3.2) se han seleccionado para su comparación aquellos que presentan los resultados del análisis en términos de aceleración sísmica. Concretamente los trabajos seleccionados son los de Martín (1983), Peláez Montilla y López Casado (2002) y el mapa de peligrosidad de la NCSR-02.

Para facilitar la comparación visual con los mapas de estos autores en las figuras comparativas se han transformado, con este objeto y según el caso estudiado, las unidades y/o el intervalo de isolíneas del mapa resultado de esta tesis (la estimación correspondiente al "Modelo del Terremoto Característico hipótesis conservadora") (cf. 5.52).

5.6.3. Comparación con los mapas de Martín (1983)

En su tesis doctoral Martín obtiene una función de atenuación de la aceleración sísmica transformando valores de intensidad MSK a aceleración sísmica horizontal mediante la ecuación de conversión recomendada en la antigua norma PDS-1 (1974). Considerando la base de datos en términos de magnitudes del periodo temporal 1930-1980 calcula la peligrosidad sísmica de la Península Ibérica para tres periodos de retorno, 100, 500 y 1000 años. En la **Figura 5.16** se presentan los mapas de periodo de retorno 500 y 1000 años que cubren la zona cartografiada en esta investigación.

En el mapa de 500 años la mayor parte de la provincia de Alicante queda dentro del intervalo 75-100 gals, mientras que la mayoría de la Región de Murcia se sitúa dentro del intervalo 50-75 gals. Estos valores son ligeramente inferiores a los obtenidos en este trabajo, que sitúan la mitad septentrional de la provincia de Alicante y toda la Región de Murcia en el intervalo 0,75-1,00 m/s^2. La diferencia mas significativa se haya en la zona del Bajo Segura, donde, a diferencia del mapa de Martín (1984), el mapa aquí presentado sitúa un máximo relativo de aceleración por efecto del aporte de peligrosidad procedente de la Falla del Bajo Segura.

Las isolíneas del mapa de 1000 años presentan un trazado muy similar a las del mapa anterior pero incrementado los niveles de aceleración en 25 gals. Así, la mitad septentrional de la provincia de Alicante queda ahora dentro del intervalo 100-125 gals y la mayor parte de la Región de Murcia dentro del intervalo 75-100 gals. Los resultados obtenidos en este trabajo son lógicamente mayores y sitúan ambos territorios dentro del intervalo 1,25-1,50 m/s^2. Nuevamente, la diferencia más significativa radica en la zona del Bajo Segura, donde, en el mapa propuesto en este trabajo se localizan valores dentro del rango 1,75-2,5 m/s^2 y, además, en la zona de Lorca donde se localiza un máximo relativo (1,50-1,75 m/s^2).

En resumen, los mapas resultado de esta tesis ofrecen valores superiores a los de Martín (1984) en ambos periodos de retorno y se diferencian de éstos en que localizan máximos relativos de aceleración en la zona del Bajo Segura y Lorca.

5.6.4. Comparación con los mapas de Peláez Montilla y López Casado (2002)

Estos autores se presentan mapas de la aceleración máxima del terreno en la Península Ibérica para periodos de retorno de 100, 475 y 975 años. El cálculo de la peligrosidad se realiza en términos de magnitudes Ms, empleando una función de atenuación de la aceleración procedente de la conversión de una función de atenuación de la intensidad MSK a través de la ecuación de Murphy y O'Brien (1977). Los resultados finales proceden de considerar hasta 5 modelos diferentes en cuanto a completitud del catálogo y valor de la magnitud máxima, y se expresan finalmente en dos versiones: la media de los resultados y los resultados más desfavorables posibles. La comparación se realizará con los mapas de resultados medios para los periodos de retorno de 475 y 975 años (**Fig. 5.17**).

El mapa del periodo de retorno 475 años sitúa la Región de Murcia y gran parte de la provincia de Alicante dentro del rango 0,8-1,6 m/s^2. Destaca sin embargo la parte más septentrional de esta provincia y el área del Bajo Segura, que se sitúan en el rango 1,6-2,4 m/s^2. Los resultados obtenidos en esta tesis son bastante similares a excepción de estas dos últimas zonas, que de acuerdo con la escala de rangos de aceleración empleada en los mapas de Peláez y López Casado (2000), quedarían situadas en el rango 0,8-1,6 m/s^2.

En el mapa de periodo de retorno 975 años la mayor parte de la Región de Murcia continúa situada en el rango 0,8-1,6 m/s^2, a excepción del área colindante con la zona del Bajo Segura que alcanza el rango 1,6-2,4 m/s^2 y la propia zona del Bajo Segura que se sitúa en 2,4-3,2 m/s^2. Por otra parte, en la provincia de Alicante se alcanzan los rangos 1,6-2,4 y 2,4-3,2 m/s^2. El mapa resultado de esta tesis para el periodo de retorno 950 años ofrece valores menores, quedando la provincia de Alicante y la mayor parte de la Región de Murcia situadas en el mismo rango de aceleraciones que en el periodo de retorno de 475 años. Sin embargo en la zona del Bajo Segura se alcanzan los mismos rangos que en el mapa de Peláez y López Casado (2000). La diferencia más significativa se localiza en la zona de Lorca donde, a diferencia del mapa de estos autores, se localiza un máximo relativo dentro del rango 1,6-2,4 m/s^2.

En resumen, el mapa resultado de esta tesis para el periodo de retorno de 475 años da valores muy similares al mapa de Peláez y López Casado (2000), a excepción de la zona del Bajo Segura y norte de Alicante donde estos autores dan resultados más altos. El mapa de 975 años de estos autores da valores más altos en general, especialmente en la provincia de Alicante, con la excepción de la zona del Bajo Segura, donde son muy similares, y la zona de Lorca donde son menores.

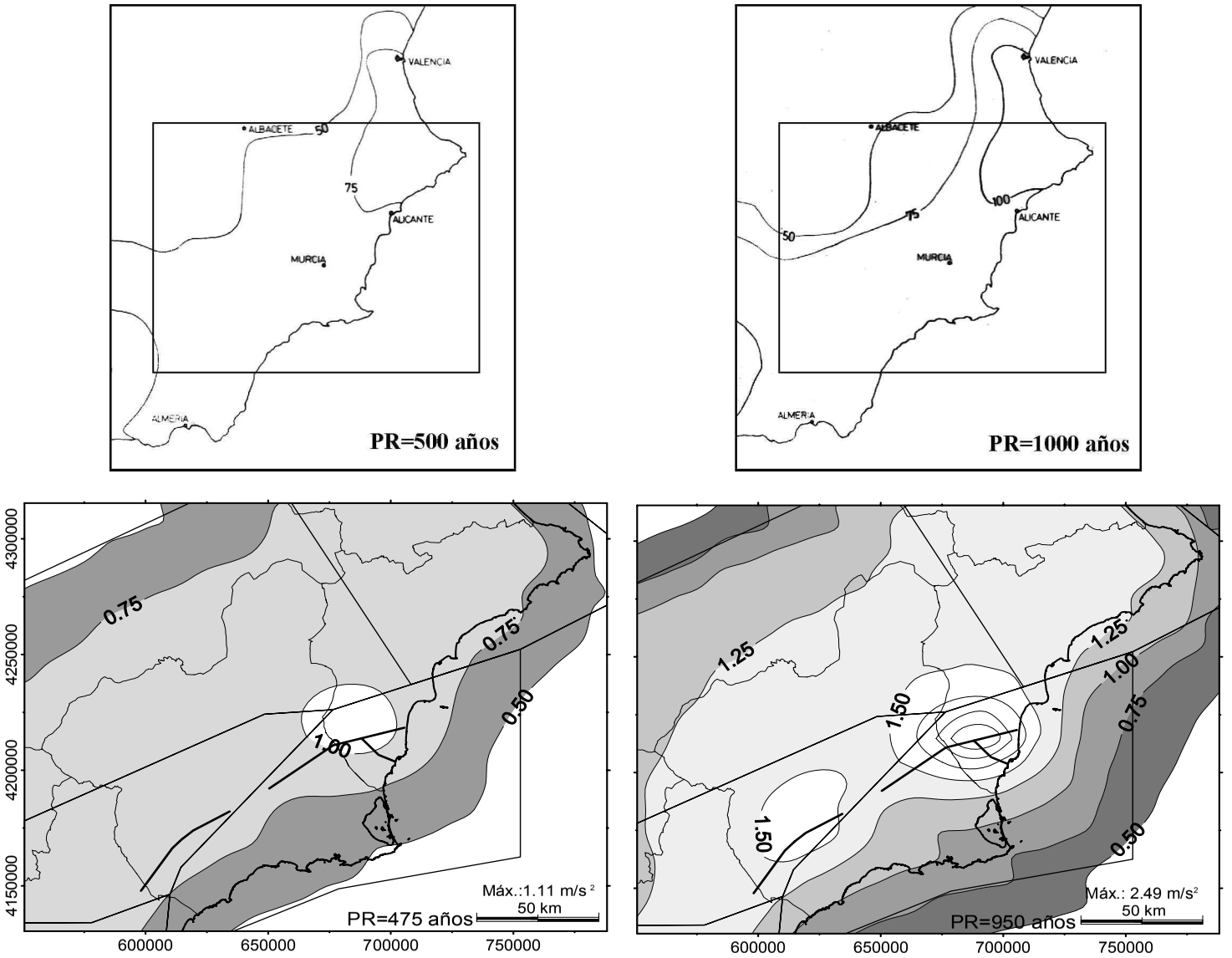


Figura 5.16. Parte superior: Extracto de los mapas de aceleración de Martín (1983) para los periodos de retorno de 500 y 1000 años. El recuadro marca los límites de la zona representada en los mapas de la parte inferior. Parte inferior: Mapas de aceleración máxima horizontal obtenidos en este trabajo para los periodos de retorno de 475 y 950 años.

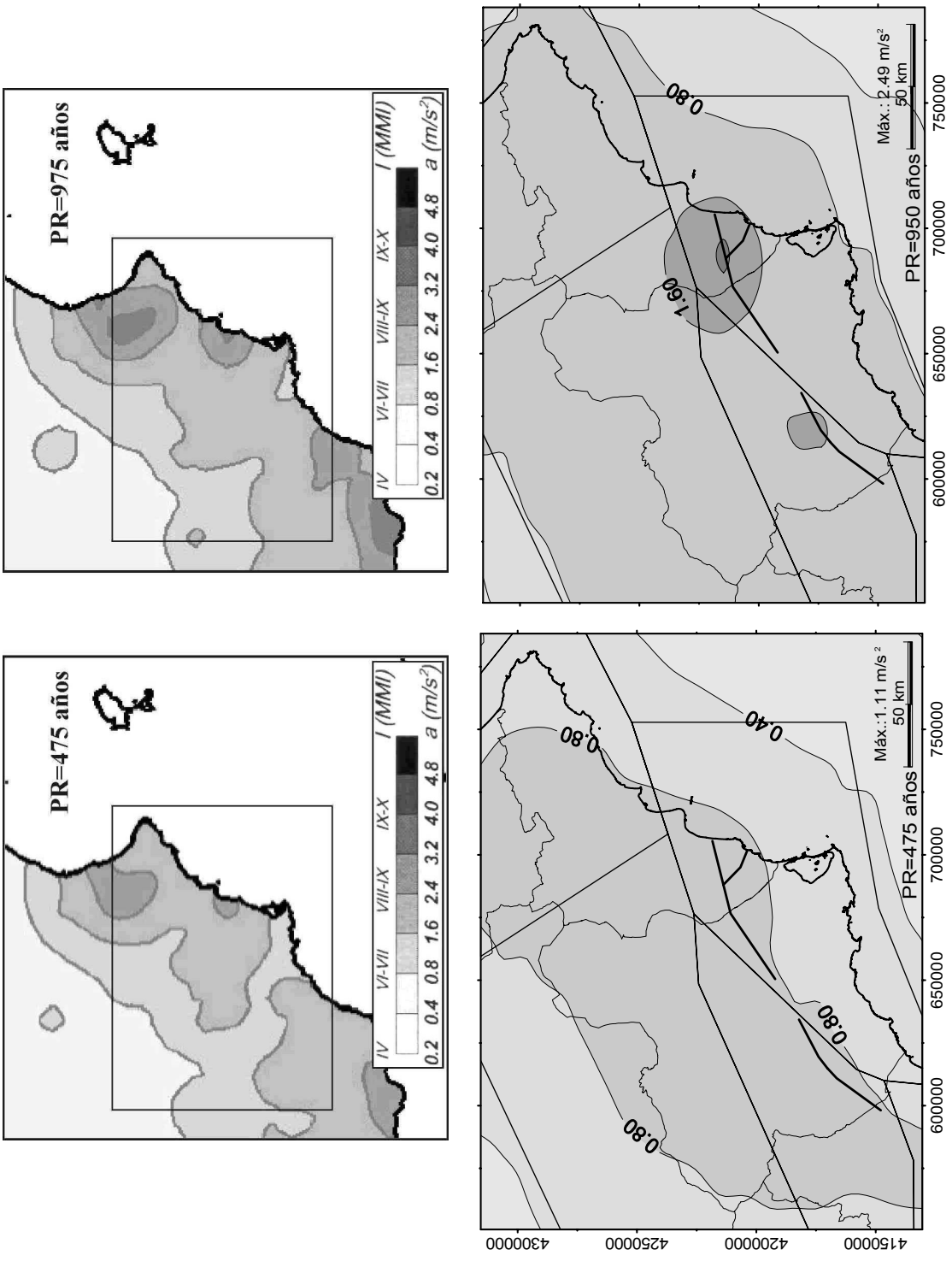


Figura 5.17. Parte superior: Extracto de los mapas de aceleración máxima de Peláez y López Casado (20000) para los periodos de retorno de 475 y 975 años. El recuadro marca los límites de la zona representada en los mapas de la parte inferior. Parte inferior: Mapas de aceleración máxima horizontal obtenidos en este trabajo para los periodos de retorno de 475 y 950 años.

5.6.5. Comparación con la norma sísmica española

En la vigente norma española de construcción sismorresistente (NCSR-02) se muestra un mapa de aceleraciones sísmicas horizontales (aceleración básica) que, aunque no se diga explícitamente corresponde a un periodo de retorno de 500 años, tal y como se especificaba en la anterior norma (cf. NCSE-94). Este mapa fue calculado en términos de intensidades MSK que posteriormente fueron convertidas a aceleración mediante una expresión deducida al efecto. A continuación se comparan los resultados obtenidos en este estudio con el mapa de la norma, y con las curvas de peligrosidad y espectros de respuesta de determinadas localidades clave.

5.6.5.1. Comparación con el mapa

Resulta difícil comparar el mapa de la norma con el mapa resultado de esta tesis dado que en el primer mapa se emplean unos rangos de aceleración excesivamente anchos. Por otra parte, la norma no especifica a qué tipo de suelo corresponden los valores de aceleración básica expresados en el mapa. Sin embargo, es bastante razonable asumir que estos valores se corresponden con un suelo Tipo II si se estudia el efecto que el tipo de suelo produce en el valor final de la aceleración de cálculo (**Fig. 5.18**). Por tanto el mapa de la norma se compara con el obtenido en esta tesis para suelo rígido (**Fig. 5.19**).

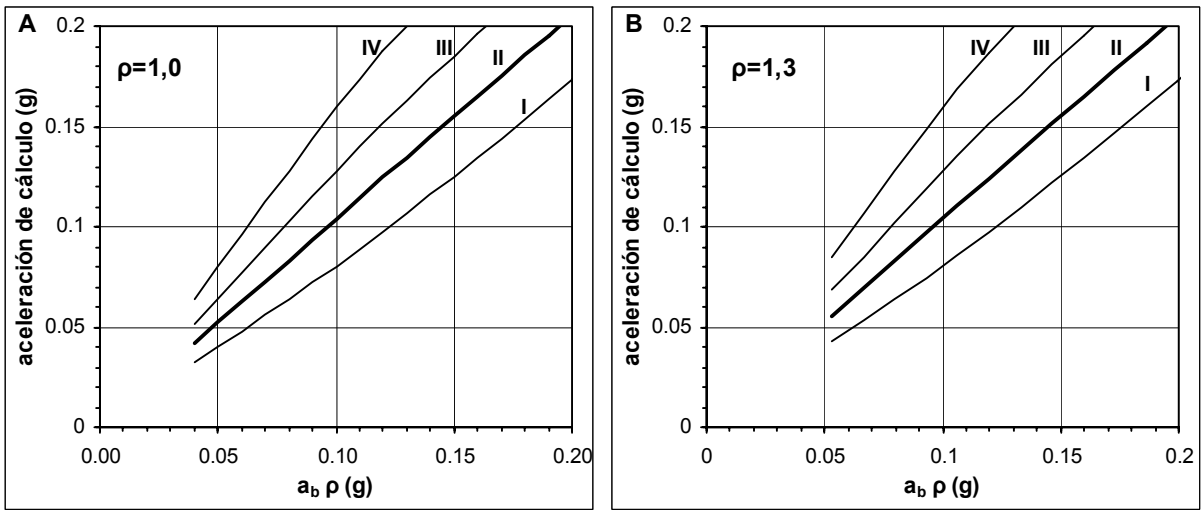


Figura 5.18. Relación entre el producto de la aceleración básica (a_b) (dada en el mapa de la norma sísmica española NCSR-02) por el coeficiente de riesgo (ρ) y la aceleración de cálculo para los cuatro tipos de suelo considerados en la norma (Tipo I: Roca, Tipo II: Suelo Rígido, Tipo II: Suelo Blando y Tipo IV: Suelo Muy Blando). Obsérvese como, tanto para estructuras de importancia normal (ρ=1,0) (A) como de especial importancia (ρ=1,3) (B), la aceleración de cálculo es prácticamente idéntica al producto $a_b \rho$ para un suelo Tipo II (Suelo Rígido) y bastante menor para un suelo Tipo I (Roca).

En el mapa de la norma la provincia de Alicante y la Región de Murcia quedan, prácticamente en su totalidad, dentro del nivel de aceleraciones superior a 0,08 g. En la mitad sur de la provincia de Alicante, así como en la parte centro-oriental de la Región de Murcia, se entra en el nivel 0,12-0,16 g. La zona del Bajo Segura se sitúa en el nivel 0,16 g (este valor es el máximo reseñado en el desglose por municipios en ambos territorios). El mapa resultado de esta tesis sólo da resultados ligeramente superiores en la margen norte de la provincia de Alicante y la Región de Murcia. Es interesante destacar como la zona del Bajo Segura supone claramente un máximo en el mapa de norma. Este efecto es sin duda debido a la consideración del terremoto de Torrevieja (I_o=X) en los cálculos de peligrosidad y a la posterior conversión a aceleraciones sísmicas de los resultados obtenidos en términos de intensidades. Por último, resulta interesante constatar si la zona de Lorca supone también un máximo o no, como se ha observado en las otras comparaciones. Del listado de municipios se puede deducir que

efectivamente supone un máximo, al tener Lorca una aceleración asignada de 0,12 g. Sin embargo, a diferencia de la zona del Bajo Segura, este efecto está relacionado con la localización de Lorca, en el límite entre dos zonas sismogenéticas de peligrosidad contrastada, lo que implica que reciba un aporte de peligrosidad mayor que otras localidades del interior de la Región de Murcia (cf. fig. 1.15 y 5.19).

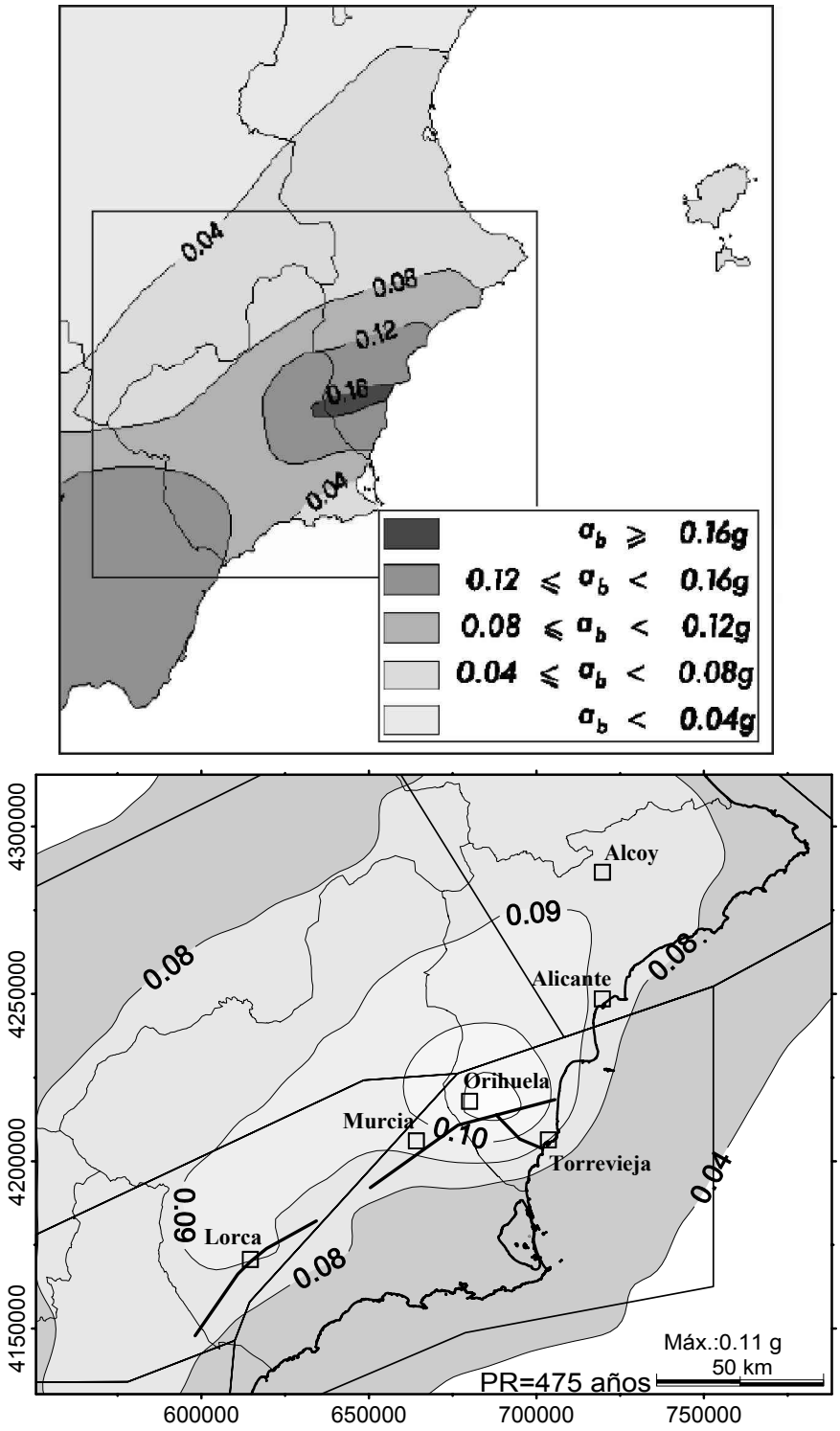


Figura 5.19. Parte superior: Extracto del mapa de aceleración sísmica básica de la norma sismorresistente española (NCSR-02). El recuadro señala los límites del mapa representado en la parte inferior. Parte inferior: Mapa de aceleración máxima horizontal en unidades g obtenido en este trabajo para el periodo de retorno de 475 años.

5.6.5.2. Comparación con curvas de peligrosidad de algunas localidades

En la antigua norma sismorresistente NCSE-94 se especificaba (en el apartado C.2.1 del Capítulo de Información Sísmica) que la aceleración horizontal correspondiente a cualquier periodo de retorno se obtendría multiplicando la aceleración básica del mapa por $(P_R/500)^{0,37}$. Empleando esta expresión se ha calculado la curva de peligrosidad para condiciones de suelo Tipo II de seis localidades de la Región de Murcia y provincia de Alicante (**Fig. 5.20**). Estas localidades son, de oeste a este: Lorca, Murcia, Orihuela, Torrevieja, Alicante y Alcoy. Los valores de aceleración básica para cada una de estas localidades reseñados en el listado por municipios de la NCSR-02 son: 0,12, 0,15, 0,16, 0,14, 0,14 y 0,07 g, respectivamente. El mayor valor de aceleración básica es 0,16 g, tanto en la provincia de Alicante como en la de Murcia, y se corresponde con municipios situados en la zona del Bajo Segura (e.g.: Orihuela).

En la **Figura 5.21** se dibuja también la curva de peligrosidad obtenida en este estudio para las mismas condiciones de suelo. En todos los casos, menos en Alcoy y Alicante, se ve cómo los valores de aceleración deducidos de la norma son superiores a los obtenidos en este trabajo hasta el periodo de retorno de 1000-2000 años. En Alicante este hecho se observa solamente a partir a del periodo de retorno de 5000 años. Es interesante advertir como las curvas de Torrevieja y Alicante obtenidas en este trabajo son muy diferentes, cuando en la norma son idénticas. Finalmente, destaca la curva obtenida para la localidad de Alcoy, que proporciona valores de aceleración mayores que la norma para todos los periodos de retorno. Este resultado es coherente con las observaciones realizadas en el apartado anterior, donde se advertía que el mapa resultado de este estudio mostraba valores mayores en la margen septentrional de la provincia de Alicante donde se localiza Alcoy.

5.6.5.3. Comparación con los espectros de respuesta de algunas localidades

En la **Figura 5.20** se comparan los espectros de respuesta obtenidos en este trabajo con los de la NCSR-02 para las ciudades de Lorca, Murcia, Orihuela, Torrevieja, Alicante y Alcoy. En todos los casos se han considerado condiciones de suelo Tipo II (Rígido) y Tipo III (Blando) y periodos de retorno de 475 y 950 años. En el caso de la norma se asume que adoptar un coeficiente de riesgo de 1,3 implica asumir un periodo de retorno de aproximadamente 950 años, como se deducía de la expresión que proporcionaba la antigua norma NCSE-94 (cf. aptdo. anterior). Es importante señalar que, a diferencia de los espectros calculados en este trabajo, los espectros de la norma no son de probabilidad uniforme. En el espectro de la norma solo la aceleración para periodo cero está realmente asociada con la probabilidad que se asume en el resto de valores espectrales.

Para el periodo de retorno 475 años los espectros de la norma dan resultados significativamente mayores en todas las ciudades analizadas a excepción de Alcoy, donde sucede lo contrario. En el periodo de retorno 950 años se observa la misma tendencia, si bien las diferencias se reducen sustancialmente, especialmente en las ciudades de Lorca y Orihuela. Destaca, el caso de Alcoy, donde el espectro de respuesta obtenido en esta estudio da aceleraciones espectrales significativamente mayores que las del espectro de la norma. De acuerdo con los resultados obtenidos en la comparación de curvas de peligrosidad puede deducirse que los espectros de respuesta para periodos de retorno mayores de 1000 años deducidos en este estudio darán valores superiores a los de la norma en todos los casos menos en Alicante (cf. aptdo. anterior).

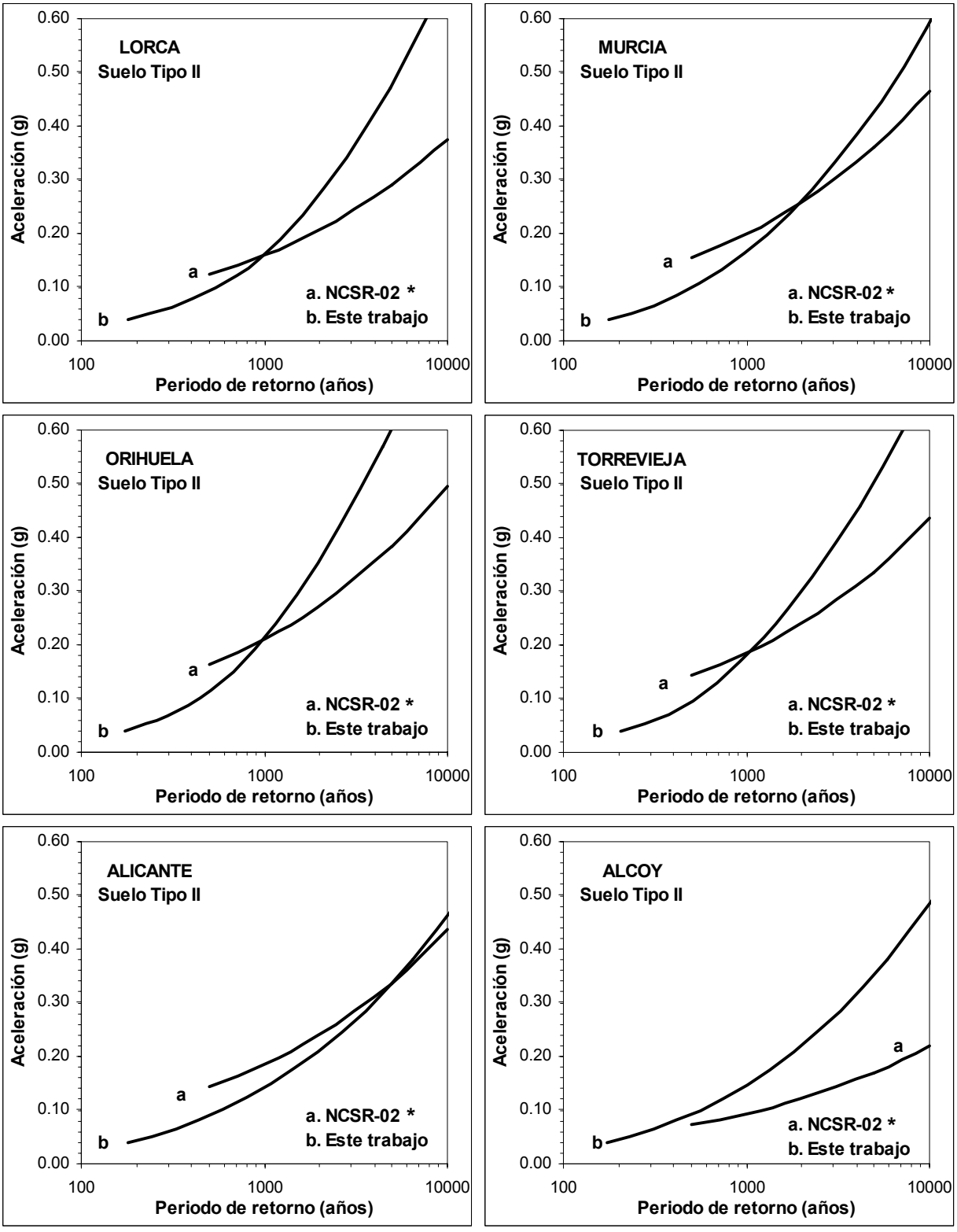


Figura 5.20. Curvas de peligrosidad sísmica en términos de aceleración máxima horizontal en un terreno Tipo II para seis localidades seleccionadas del SE de España (cf. fig. 5.19). (*)La curva *a* se ha obtenido a partir de la expresión que proporcionaba la antigua norma NCSE-94 pero empleando los valores de aceleración básica consignados en la vigente norma NCSR-02. La curva *b* es la obtenida en este trabajo.

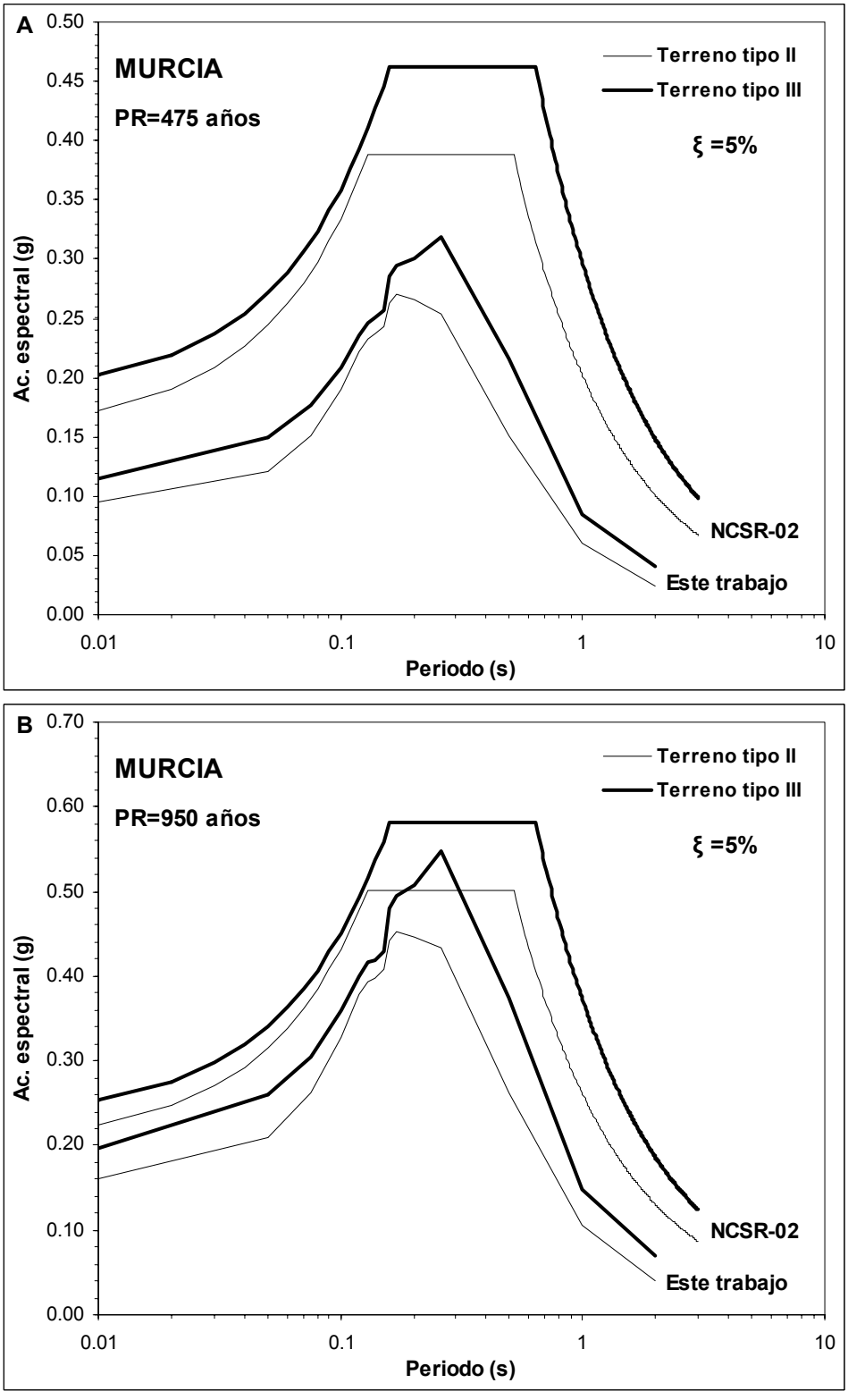
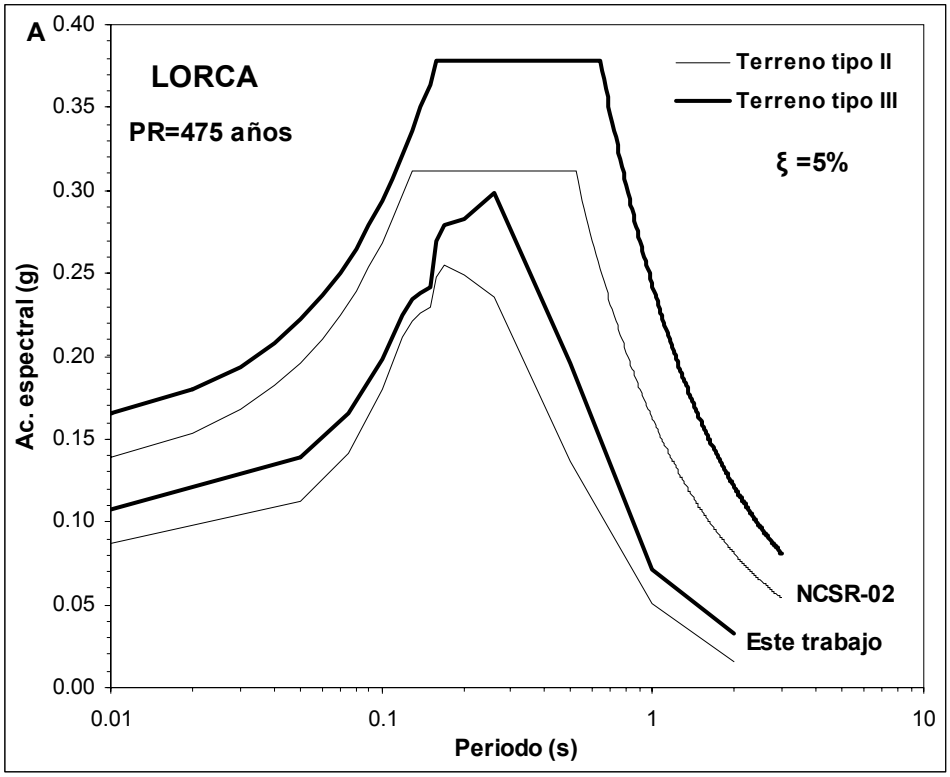


Figura 5.21. Comparación entre el espectro de respuesta establecido en la norma sismorresistente NCSR-02 para suelos Tipo II y III y un coeficiente de riesgo 1,0 en las seis localidades de la figura 5.19, con el obtenido en este estudio para un periodo de retorno de 475 años. B) Ídem pero considerando un coeficiente de riesgo 1,3 y un periodo de retorno de 950 años.



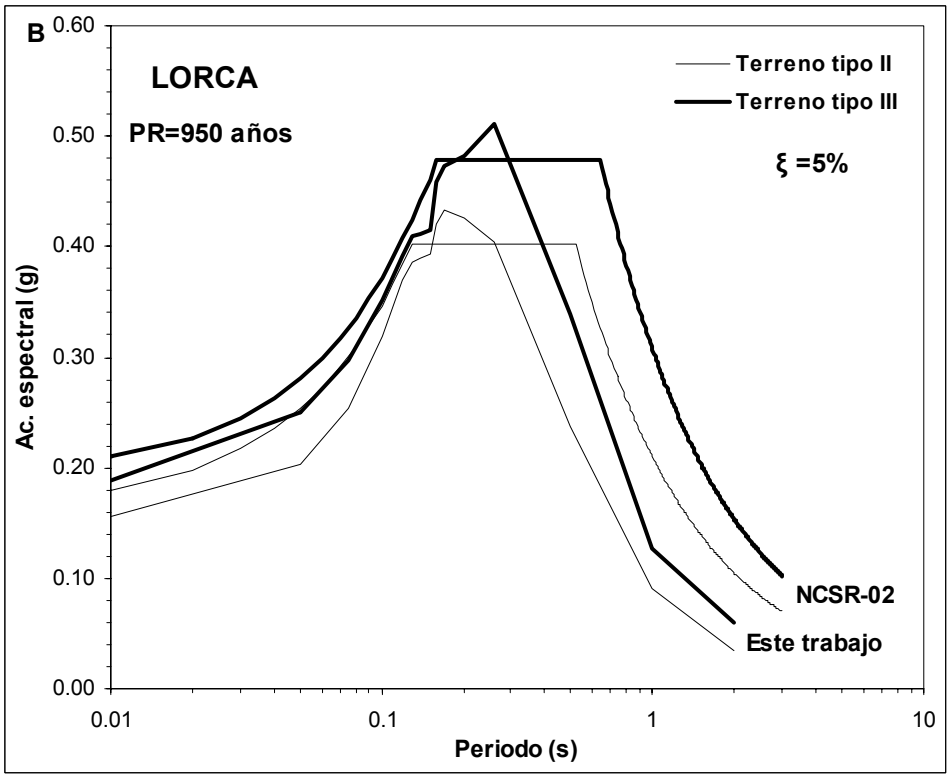


Figura 5.21. *(continuación)*

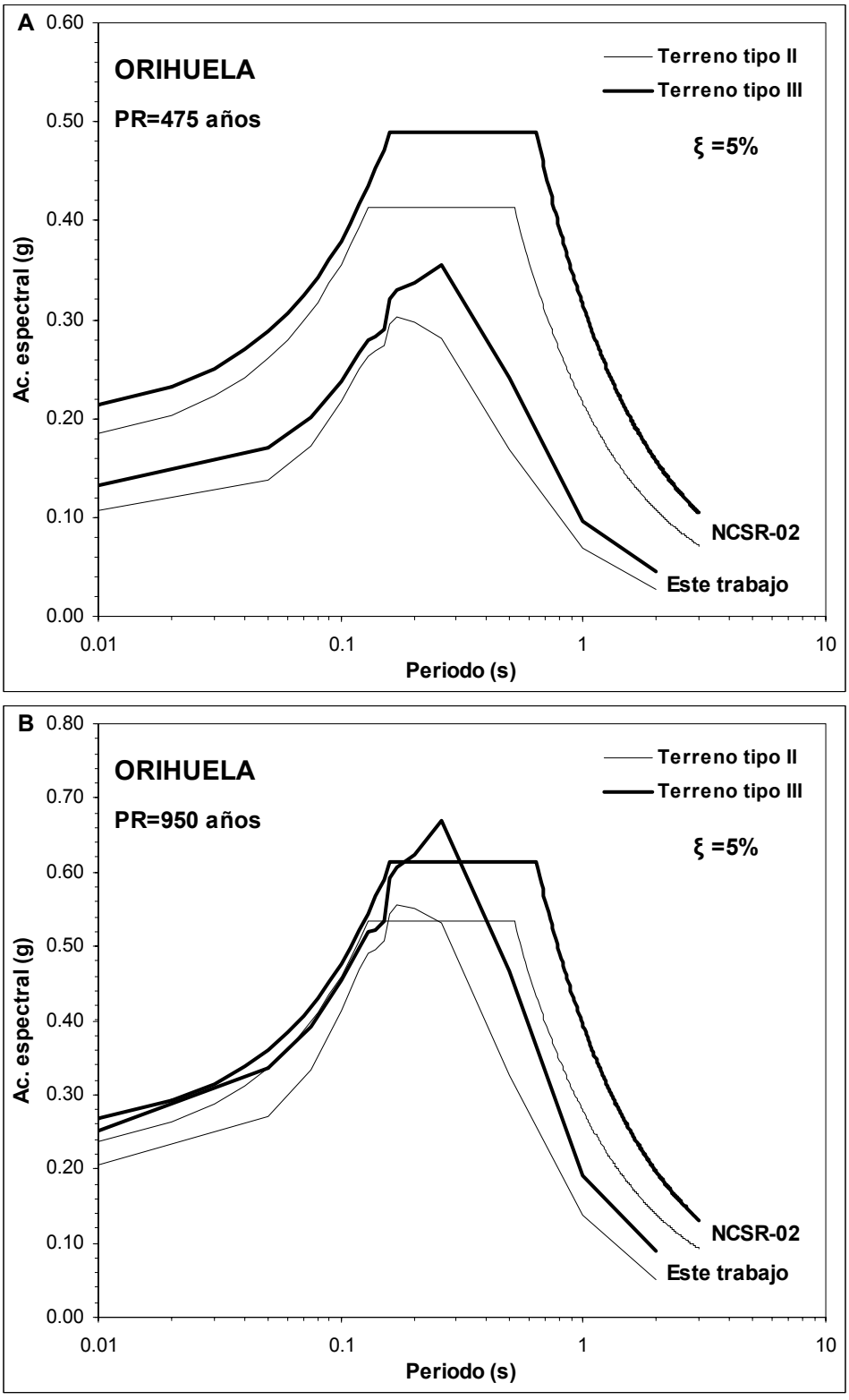
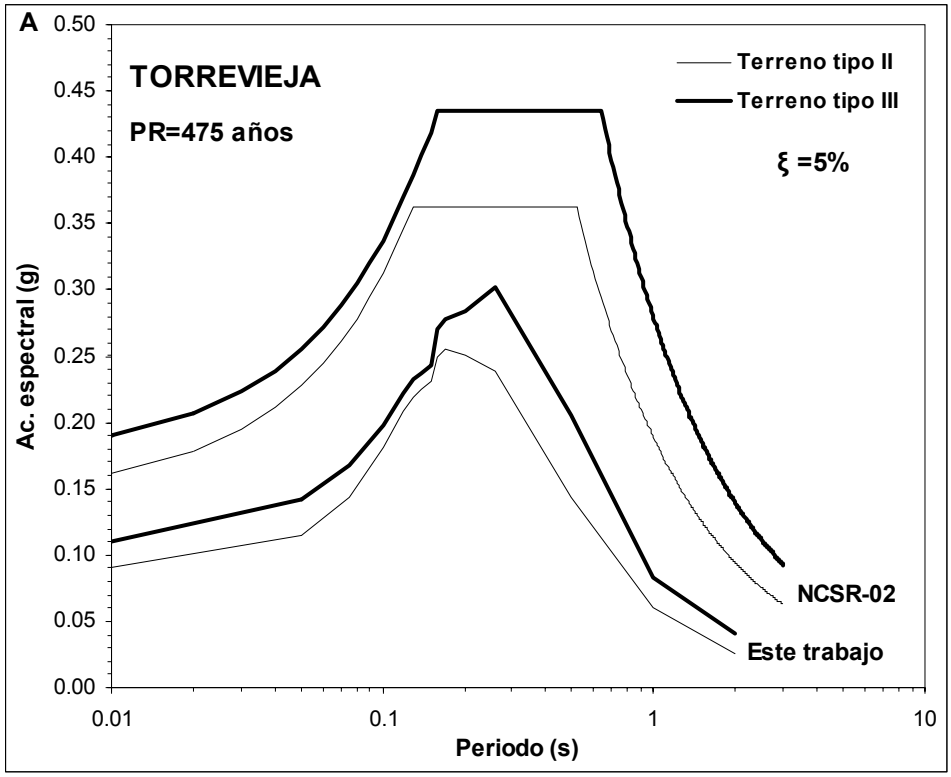


Figura 5.21. *(continuación)*



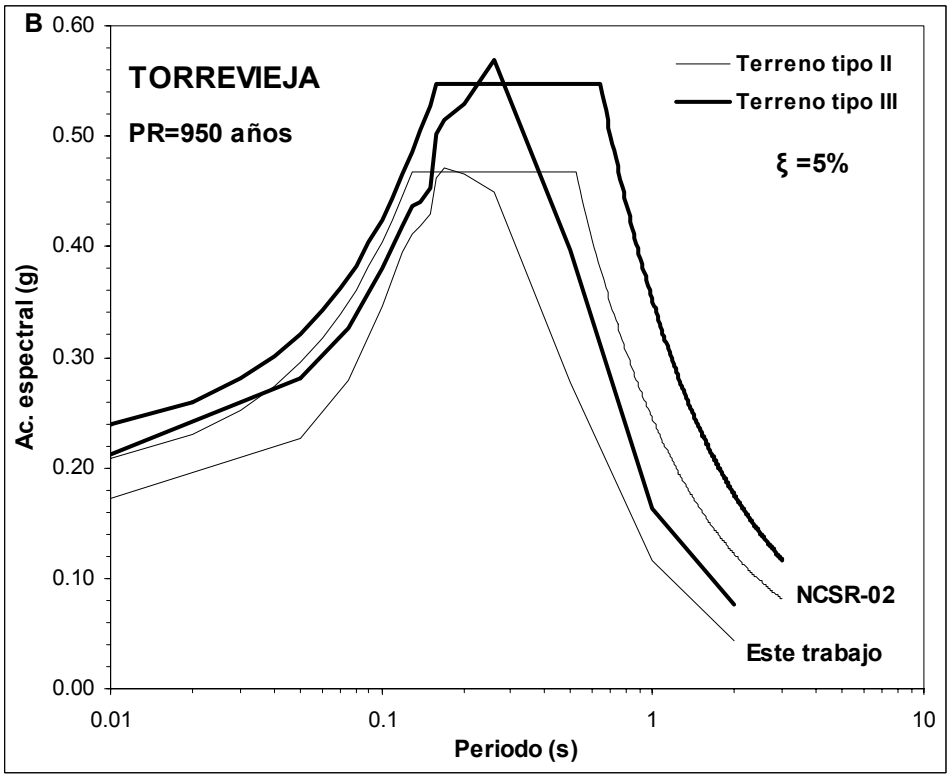
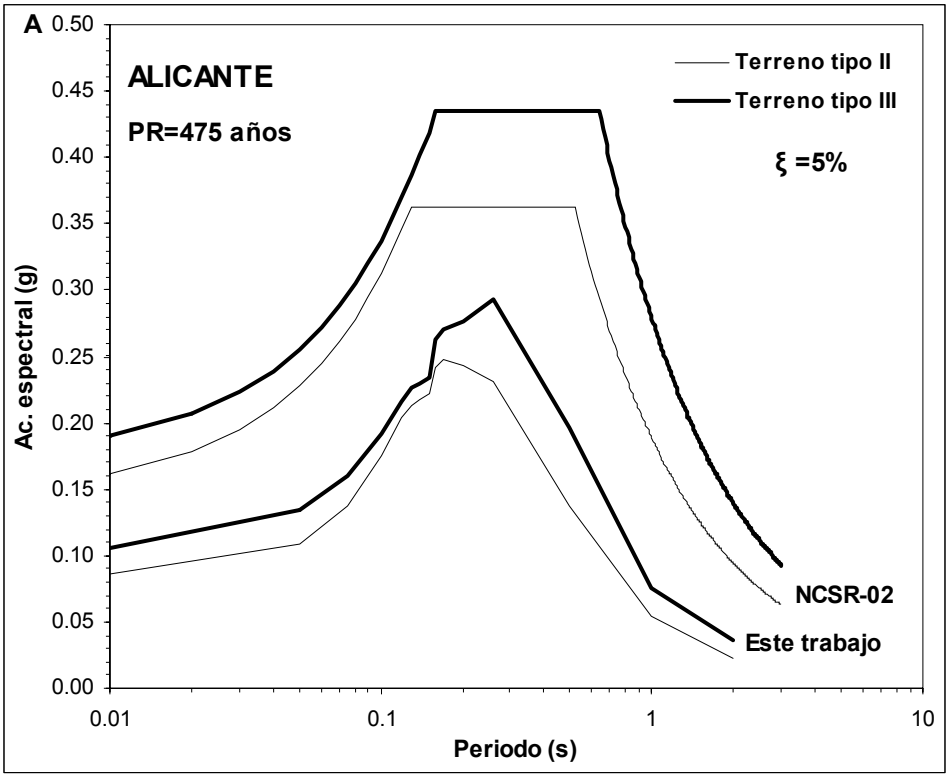


Figura 5.21. *(continuación)*



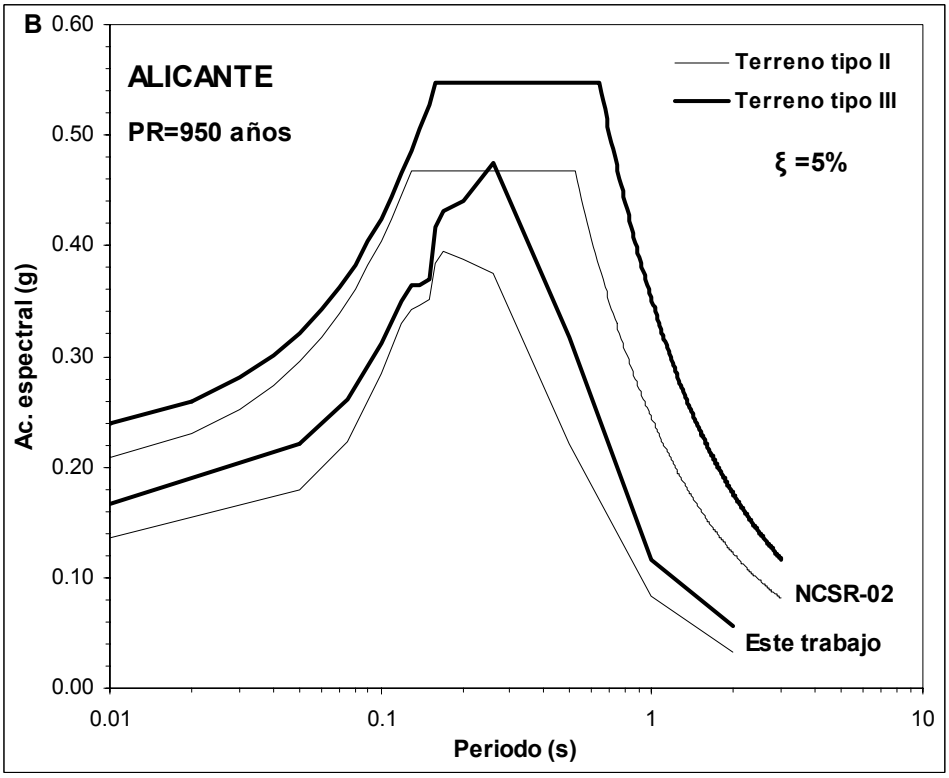
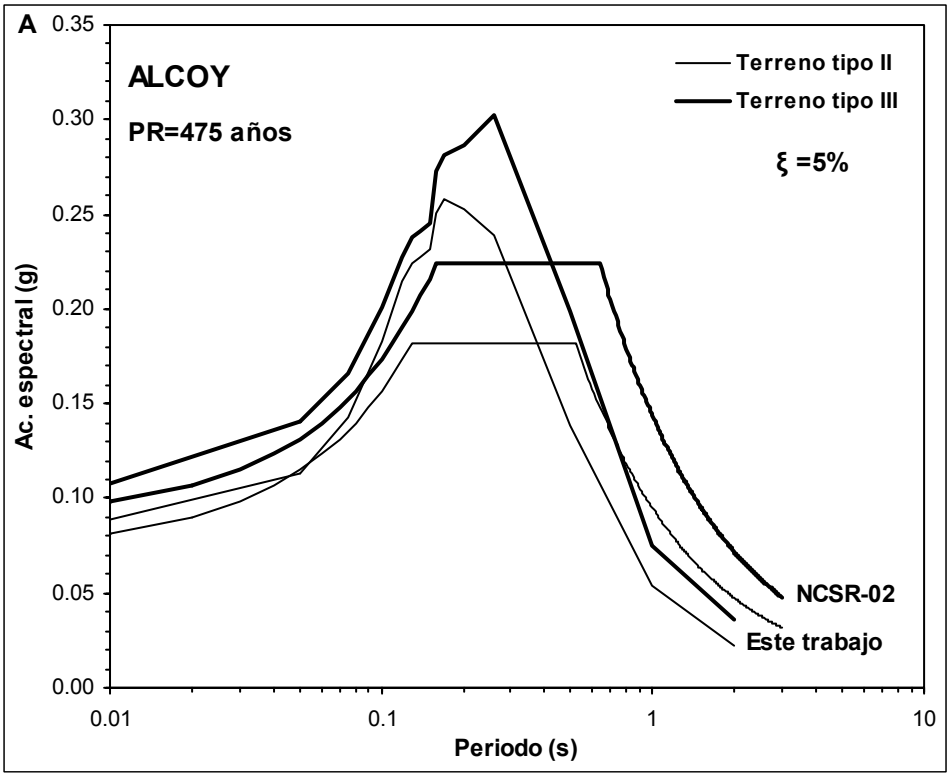


Figura 5.21. *(continuación)*



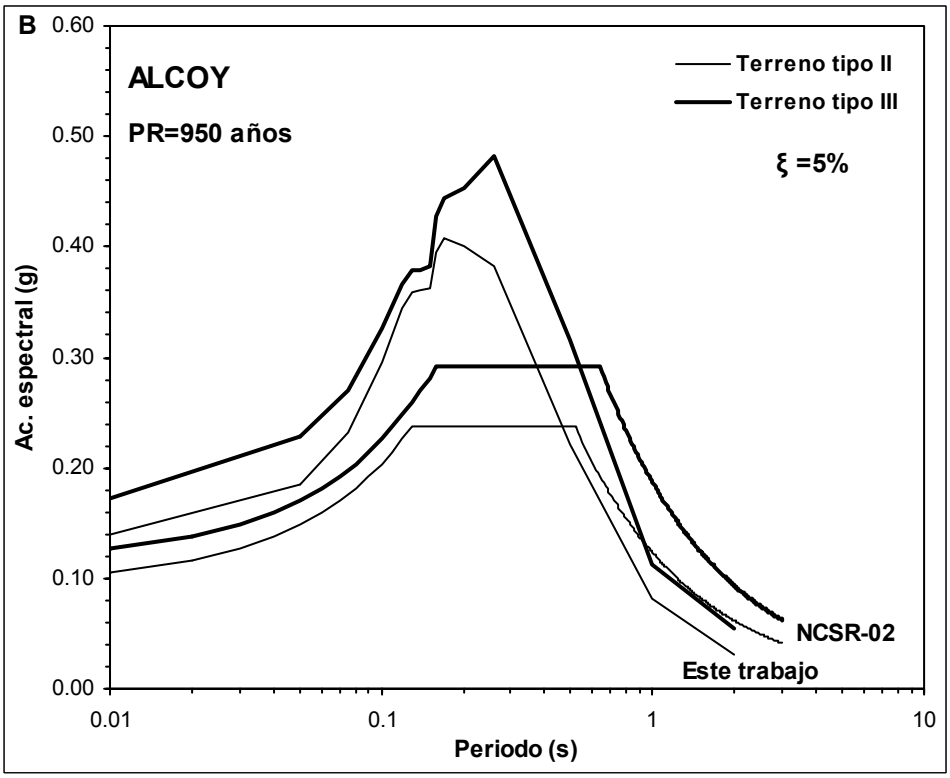


Figura 5.21. *(continuación)*

5.7. CONCLUSIONES

La ocurrencia de sismicidad en el SE de España se modeliza satisfactoriamente sobre la base de dos tipos de fuentes sismogenéticas: zonas y fallas. Las fallas más influyentes en un análisis probabilista de la peligrosidad sísmica son aquellas en las que se estima una recurrencia del máximo terremoto inferior a 10.000 años: Falla de Alhama de Murcia, Carrascoy, Bajo Segura y San Miguel de Salinas. La ocurrencia del evento máximo en estas fallas puede modelizarse de acuerdo con el Modelo del Terremoto Característico. Considerando este modelo y el límite inferior del intervalo de recurrencias estimado en cada falla se ha hallado la mejor estimación posible de la peligrosidad sísmica del SE de España.

De acuerdo con los resultados del modelo las zonas de mayor peligrosidad del SE de España se sitúan en relación con la localización de las fallas más activas. Estas zonas son, por orden de peligrosidad creciente, la zona de Lorca, en relación con la Falla de Alhama de Murcia, y la zona del Bajo Segura, en relación con la falla del mismo nombre. Estos resultados son, para la zona del Bajo Segura, comparables con los obtenidos en otros trabajos realizados en términos de intensidad macrosísmica, dado que en esta zona se localiza el epicentro del mayor terremoto registrado en toda la zona de estudio (1829, Torrevieja, I_o=X). Sin embargo, en estos trabajos la zona de Lorca no queda identificada por un máximo relativo de peligrosidad sísmica.

Los valores de aceleración básica presentados en el mapa de la norma sismorresistente son superiores a los obtenidos en este trabajo para periodo de retorno 475 años, a excepción del margen norte de la Región de Murcia y provincia de Alicante (e.g.: Alcoy). Esta observación puede hacerse extensible también para el periodo de retorno 950 años. Sin embargo, para periodos de retorno mayores los valores obtenidos en este estudio son mayores. Este efecto se deriva de la influencia de las fallas en la peligrosidad, que empieza a ser notable a partir de periodos de retorno del orden de los 2000 y 1000 años para las zonas de Lorca y Bajo Segura, respectivamente.

Finalmente, es importante señalar la necesidad de nuevos estudios de paleosismicidad en las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy, Bajo Segura y San Miguel de Salinas. Solamente a través de este tipo de estudios podrán obtenerse estimaciones más precisas de los periodos medios de recurrencia de los grandes terremotos que estas fallas son capaces de generar, así como del tiempo transcurrido desde el último gran evento y, en consecuencia, permitir reevaluaciones de la peligrosidad sísmica más fiables.

Por último, debe mencionarse que en el SE de España existen otras grandes fallas (e.g.: Falla de Crevillente, Falla de Socovos-Calasparra), no incorporadas en este análisis de la peligrosidad por falta de datos relevantes, pero que deberían ser consideradas en una evaluación determinista de la peligrosidad sísmica.

5.8. BIBLIOGRAFÍA

Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K. y Smit, P.M. (2005). Equations for the estimation of ground motion from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 37,1-53.

Boore, D.M., Joyner, W.B. y Fumal, T.E. (1993). *Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: an interim report*. Open-903 File Report 93-509. U.S. Geological Survey, 70 pp.

Frohlich, C. y Apperson, K.D. (1992). Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. *Tectonics*, 11(2), 279-296.

García-Mayordomo, J., Faccioli, E. y Paolucci, R. (2004). Comparative Study of the Seismic Hazard Assessments in European National Seismic Codes. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 2, 51–73.

López Casado, C., Molina, S., Giner, J.J. y Delgado, J. (2000). Magnitude-Intensity relationships in the Ibero-Magrebhian Region. *Natural Hazards*, 22, 271-297.

Martín, A.J. (1983). *Riesgo sísmico en la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid. 2 tomos.

NCSE-94 (1995). *Norma de Construcción Sismorresistente: parte general y edificación.* Real Decreto 2543/1994 de 29 de diciembre. Publicada en el BOE de 8 de Febrero de 1995, 3.935-3980.

NCSR-02 (2002). *Norma de construcción sismorresistente: parte general y edificación*. Real Decreto 997/2002 de 27 de septiembre. Publicada en el BOE núm. 244 del viernes 11 de octubre de 2002.

Ordaz, M., Aguilar, A. y Arboleda, J. (1999). *CRISIS 99-18 ver. 1.018. Program for Computing Seismic Risk*. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional de México.

Peláez Montilla, J.A. y López Casado, C. (2002). Seismic Hazard estimate at the Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics*, 159, 2699-2713.

Rueda, J. y Mézcua, J. (2002). Estudio del terremoto de 23 de Septiembre de 2001 en Pego (Alicante). Obtención de una relación mbLg –Mw para la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(3-4), 159-173.

Stirling, M.W., Wesnousky, S.G. y Shimazaki, K. (1996). Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike-slip faults: a global survey. *Geophysical Journal International*, 124, 833-868.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture lenght, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

Wesnousky, S.G. (1994). The Gutenberg-Richter or the characteristic earthquake model, which is it? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1940-1959.

6. RESUMEN, CONCLUSIONES FINALES Y RECOMENDACIONES

6.1. RESUMEN DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

La peligrosidad sísmica del SE de España ha sido tradicionalmente analizada a partir de métodos basados fundamentalmente en el catálogo sísmico y, especialmente, en el catálogo de terremotos históricos. De este modo las estimaciones de la peligrosidad sísmica proceden de modelos de fuentes sismogenéticas muy dispares entre sí y presentan resultados difícilmente contrastables, debido al empleo arbitrario de ecuaciones de transformación de la intensidad macrosísmica en aceleración máxima. En este contexto, en este trabajo de investigación se presenta un análisis de la peligrosidad sísmica del SE de España basado en un modelo objetivo de fuentes sismogenéticas, establecido sobre la base de hipótesis plausibles de acuerdo al estado del conocimiento, en el cual se expresa la peligrosidad en parámetros de interés en el diseño sismorresistente.

La primera parte de la tesis se centra en el análisis de los datos sísmicos, geológicos y geofísicos disponibles en la zona de estudio mediante metodologías relevantes para la definición del modelo de fuentes sismogenéticas a emplear en los cálculos (e.g.: tipos de fuentes, estimación de la magnitud máxima, recurrencia de eventos máximos,...). En la segunda parte de la tesis se establece definitivamente el modelo de fuentes sismogenéticas y se procede a calcular la peligrosidad.

Análisis de la Base de Datos Sísmicos

El análisis de la base de datos sísmicos se ha enfocado al estudio de la calidad de las localizaciones de los registros y a la completitud del catálogo en términos de magnitudes. La primera de estas cuestiones tiene gran importancia en los análisis sismotectónicos que se desarrollan posteriormente, mientras que la segunda repercute en la estimación de la distribución de frecuencias de la magnitud en la caracterización sísmica de fuentes sismogenéticas. El registro sísmico del SE de España puede dividirse en dos periodos fundamentales: Pre-instrumental o Histórico e Instrumental. Este último se subdivide a su vez en tres subperiodos: Instrumental Antiguo (1920-1960), Precario (1960-1985) y Moderno (1985 en adelante). El estudio de relaciones sismotectónicas solamente puede llevarse a cabo de forma fiable en este último periodo, dado que el error de localización en los otros periodos es mayor de 5 km y además no existe apenas registro de réplicas. La completitud del registro en términos de magnitudes varía de unos periodos a otros. Se ha estimado que magnitudes iguales o mayores que 4 son completas desde 1920 en adelante, magnitudes entre 4,0 y 3,0 a partir de 1960 y, para magnitudes menores de 3,0 a partir de 1985 en adelante.

Análisis Geológico y Sismotectónico de Superficie

En este análisis se estudian la estructura tectónica en superficie, las evidencias de deformaciones en el Cuaternario y la ocurrencia de asociaciones sismotectónicas. En primer lugar el SE de España se ha dividido en zonas de características geológicas y morfológicas similares (zonas morfoestructurales). La estructura tectónica en superficie de las zonas

morfoestructurales está compuesta por una fracturación secundaria, agrupada en sistemas de fallas organizados según su orientación y, por fracturas de primer orden o grandes fallas. Los diferentes sistemas de fallas identificados comprenden en conjunto prácticamente todas las direcciones del espacio y la longitud máxima más frecuente que presentan las trazas de falla en superficie se sitúa en un rango variable entre 5 y 20 km. Los sistemas de fallas que con mayor frecuencia presentan evidencias de deformaciones directas más recientes son el NW-SE y el N-S, afectando depósitos de edad Pleistoceno Superior. Las zonas morfoestructurales que presentan los sistemas de fallas más activos, de acuerdo con la información disponible, se sitúan en la parte más interna del Orógeno Bético (zonas de Almería y Cartagena) y en el Prebético de Alicante. Por otra parte, el análisis de la distribución de la sismicidad en superficie ha puesto de manifiesto relaciones sismotectónicas claras en todas las orientaciones de los sistemas de fallas. A partir del dato de longitud máxima se ha estimado la magnitud del evento sísmico que rompería en superficie una longitud equivalente. Comparando el valor obtenido en cada zona morfoestructural se han identificado una serie de regiones que presentan un valor de magnitud máxima similar.

Las grandes fallas constituyen extensas zonas de falla con longitudes de al menos 30 km, y frecuentemente de más de 50 km, que se localizan materializando el límite entre zonas morfoestructurales diferentes. A lo largo de las grandes fallas se identifican diferentes tramos (segmentos) donde se puede medir la longitud de la traza de falla principal. La relación entre esta longitud y la longitud del segmento (índice de continuidad) es muy variable de unas fallas a otras. Considerando la edad de las últimas deformaciones directas evidenciadas en cada segmento, así como su tasa de deslizamiento estimada, se han obtenido los siguientes grados relativos de actividad reciente: "Muy baja", "Baja", "Media", "Alta" y "Muy Alta". Las fallas de actividad "Muy Alta" presentan evidencias de deformaciones directas en depósitos de edad al menos Pleistoceno Superior, tasas de deslizamiento mayores de 0,10 m/ka e índices de continuidad mayores de 0,7. Los segmentos de falla más activos del SE de España se localizan en las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy y, en la zona del Anticlinorio del Bajo Segura, las fallas del Bajo Segura y San Miguel de Salinas. El estudio sismotectónico de superficie no ha revelado apenas ninguna relación evidente con estas fallas. A partir de la longitud de la traza de falla en cada segmento se ha estimado la magnitud máxima del evento que rompería una longitud equivalente en superficie. Con base en este dato y en la tasa de deslizamiento se ha podido estimar en forma de intervalo la recurrencia media de tal evento. En las fallas de actividad "Muy Alta" el extremo superior de este intervalo es menor o igual a 10.000 años.

Análisis Geológico y Sismotectónico Profundo

Una vez analizada la estructura tectónica en superficie de la zona de trabajo se ha procedido a estudiarla en profundidad. De acuerdo con la información geofísica profunda disponible en el SE de España, la zona de trabajo se ha divido en seis bloques corticales, en los que puede asumirse un espesor, estructura, composición cortical y flujo térmico en superficie uniforme. A partir de esta información se ha construido el perfil reológico de cada bloque y se ha procedido a estudiar la forma de éste en relación con la distribución en profundidad de la sismicidad y la profundidad máxima geológica estimada para la fracturación interna de cada bloque (sistemas de fallas en superficie) y de las grandes fallas que limitan sus bordes. El 75% de la sismicidad se encuentra contenida en la corteza superior frágil y se distribuye de modo disperso por el interior de los bloques, de modo que su ocurrencia puede atribuirse a la fracturación interna. El resto de la sismicidad se localiza mayoritariamente en coincidencia con el repunte de resistencia que implica el paso a la corteza inferior. Esta sismicidad se distribuye preferentemente a lo largo de las grandes fallas de límite de bloque, evidenciando su actividad actual y su carácter frágil profundo. Considerando la profundidad máxima frágil determinada para la fracturación interna de cada bloque y grandes fallas se ha estimado el área de rotura cosísmica máxima y, a partir de ésta, la magnitud momento del evento máximo. El valor de

estas estimaciones se ha comparado con las obtenidas a partir de la longitud en superficie obtenidas en el análisis anterior y, considerando la relación entre la longitud de rotura en superficie y en profundidad, se ha comprobado la similitud de ambas estimaciones.

En este análisis, se ha procedido también a estudiar las relaciones entre la ocurrencia de sismicidad y la resistencia de la corteza superior y el gradiente geotérmico de cada bloque cortical. Se ha observado que los bloques relativamente más calientes y blandos presentan una profundidad media de la sismicidad menor y una densidad media de eventos superior a la de los bloques más fríos y rígidos. Admitiendo que los bloques del primer caso deben presentar un parámetro b y una tasa de ocurrencia sísmica más alta que los del segundo, se ha establecido una zonación sismogenética preliminar.

Modelo de deformación del SE de España

La evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas ha configurado un territorio donde las propiedades resistentes y térmicas de la litosfera experimentan importantes variaciones laterales. En este contexto la deformación producida por la convergencia entre las placas Africana e Ibérica debe absorberse, por una parte, como deformación interna distribuida por la fracturación interna de los bloques y, por otra, como desplazamientos efectivos entre bloques a través de las grandes fallas. Considerando un periodo temporal a largo plazo, con unidades de tiempo del orden del millón de años, la convergencia entre las placas se absorbería preferentemente a través de las grandes fallas, especialmente en aquellas que suponen el límite entre bloques de resistencia y reología contrastada. En contraste, en el corto plazo (100-1.000 años), la convergencia entre las placas se absorbería preferentemente a través de la facturación interna de los bloques corticales. Esta situación explicaría el patrón de sismicidad difusa que presenta la distribución espacial de la sismicidad en el SE de España y la frecuente ocurrencia de pequeñas series sísmicas. Finalmente, en el medio plazo (1.000-10.000 años), la deformación se repartiría entre la fracturación interna y las grandes fallas más activas (e.g.: Alhama de Murcia, Carrascoy, Bajo Segura).

Definición de fuentes sismogenéticas

La ocurrencia de sismicidad en el SE de España puede modelizarse de acuerdo con dos tipos básicos de fuentes sismogenéticas: Zonas y Grandes Fallas. La delimitación espacial de las zonas sismogenéticas se ha realizado de acuerdo con la zonación preliminar establecida sobre la base de la clasificación de los bloques corticales en función de la resistencia de la corteza superior y el gradiente geotérmico. Considerando únicamente el registro sísmico instrumental, en cada una de estas zonas se ha construido la distribución de frecuencias anuales acumuladas de la magnitud, a partir de la cual se ha estimado el parámetro b de Gutenberg-Richter y la tasa de ocurrencia sísmica. La magnitud máxima de cada zona se ha establecido considerando las regiones de magnitud máxima uniforme obtenidas en el análisis geológico de superficie. De acuerdo con este procedimiento se han establecido finalmente cuatro zonas sismogenéticas denominadas: Cartagena, Sierra Filabres – Almería, Central Bética y Prebética-Valenciana. En esta última se ha definido la Subzona Valenciana, que representa un área específica donde la magnitud máxima es mayor que en el resto de la zona sismogenética.

Respecto a las Grandes Fallas, en una análisis de la peligrosidad sísmica probabilista interesa analizar aquellas en las que se ha estimado una recurrencia del evento máximo inferior a 10.000 años. De este modo se han seleccionado para su consideración en los cálculos los segmentos Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia, la Falla de Carrascoy, los segmentos Hurchillo, Benejúzar y Guardamar de la Falla del Bajo Segura y la Falla de San Miguel de Salinas. La recurrencia geológica de los eventos máximos en estas fallas se ha comparado con la predicción dada por la ley exponencial de las magnitudes determinada en las zonas sismogenéticas y se ha observado como ésta predice recurrencias mayores que las

determinadas geológicamente. Esta observación es consistente con una ocurrencia del evento máximo en estas fallas tipo Terremoto Característico.

Cálculo de la peligrosidad

El cálculo de la peligrosidad se ha llevado a cabo considerando una función de atenuación moderna de la aceleración máxima horizontal y de la aceleración espectral, y cuatro modelos sismogenéticos diferentes. La función de atenuación se ha seleccionado a partir de la literatura, sobre la base de la calidad de los registros en ella analizados y su representatividad de las características sismotectónicas del SE de España. Los cuatro modelos sismogenéticos considerados son: 1) Solo Zonas: el cálculo se realiza considerando solo las zonas sismogenéticas, 2) Zonas y Zona-Falla: se consideran las zonas y además una zona definida espacialmente a lo largo de las fallas seleccionadas para el análisis, 3) Zonas y Terremoto Característico no conservador: las fallas se modelizan como líneas y la ocurrencia de sismicidad en ellas solo contempla la magnitud del evento máximo; la recurrencia de este evento se establece en el límite superior del intervalo estimado, y 4) Zonas y Terremoto Característico conservador: ídem que el modelo anterior, variando la recurrencia del evento máximo que se establece en el límite inferior del intervalo.

Resultados

Se han obtenido cuatro juegos de mapas de peligrosidad expresados en aceleración máxima horizontal para los periodos de retorno de 475, 950, 1950, 4950 y 9950 años, correspondientes a los cuatro modelos sismogenéticos considerados. De entre estos resultados se ha seleccionado como la mejor estimación de la peligrosidad sísmica el modelo del Terremoto Característico en su versión conservadora. De acuerdo con los resultados de este modelo las áreas de mayor peligrosidad del SE de España son la zona del Bajo Segura y la zona de Lorca. En estas áreas la influencia de las grandes fallas en la peligrosidad empieza a ser superior a la procedente de las zonas sismogenéticas a partir del periodo de retorno 1000 años en la zona del Bajo Segura y del periodo de retorno 2000 años en la zona de Lorca. La aceleración máxima horizontal y el espectro de respuesta para los periodos de retorno 475 y 950 años se ha comparado con los que pueden obtenerse de la aplicación de la norma de construcción sismorresistente española (NCSR-02) en seis localidades clave del SE de España (Lorca, Murcia, Orihuela, Torrevieja, Alicante y Alcoy). Los valores proporcionados por la NCSR-02 son en todos los casos, menos en Alcoy, superiores para los periodos de retorno 475 y 950 años y, sin embargo, inferiores para periodos de retorno mayores. Nuevos estudios de paleosismicidad de fallas son necesarios para reevaluar la peligrosidad sísmica de la región a la luz de estos resultados.

6.2. CONCLUSIONES FINALES

La aplicación de la metodología desarrollada en esta tesis para la identificación y caracterización de fuentes sismogenéticas ha permitido definir un modelo sismotectónico para el SE de España basado en el análisis conjunto de datos geológicos, geofísicos y sísmicos. La aplicación de esta metodología permite evitar las incertidumbres inherentes al uso de la escala de intensidad macrosísmica en la evaluación de la peligrosidad sísmica.

La ocurrencia de sismicidad en el SE de España puede modelizarse considerando dos tipos básicos de fuentes: Zonas Sismogenéticas y Grandes Fallas. Las primeras constituyen la ocurrencia de sismicidad en el interior de bloques de dimensiones corticales definidos sobre la base de la variaciones laterales del gradiente geotérmico y la resistencia de la corteza superior. Las zonas sismogenéticas quedan caracterizadas por la distribución exponencial de la magnitud, truncada por el límite superior, el cual viene impuesto por el tamaño máximo del terremoto

posible de acuerdo con la estructura tectónica superficial y profunda del bloque cortical. Las Grandes Fallas identifican los lugares donde pueden ocurrir terremotos de magnitud superior a los de las zonas sismogenéticas.

Las Grandes fallas más importantes del SE de España que deben ser consideradas en un análisis probabilista de la peligrosidad son las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy, Bajo Segura y San Miguel de Salinas, ya que en ellas se ha podido estimar que la magnitud del evento máximo tiene una recurrencia igual o menor que 10.000 años. La ocurrencia de este evento puede asumirse de acuerdo con el modelo del Terremoto Característico.

Las áreas de mayor peligrosidad sísmica del SE de España se sitúan de acuerdo con la localización de las fallas más activas. Estas áreas son, por orden de peligrosidad creciente, la zona de Lorca, en relación con la Falla de Alhama de Murcia, y la zona del Bajo Segura, en relación con la falla del mismo nombre. Para los periodos de retorno 475 y 950 años la peligrosidad sísmica en estas áreas está principalmente controlada por la ocurrencia de terremotos en las zonas sismogenéticas. Sin embargo, la influencia de las fallas en la peligrosidad de estas áreas es superior a la de las zonas sismogenéticas para periodos de retorno superiores a 2000 y 1000 años, respectivamente.

6.3. RECOMENDACIONES PARA FUTURAS REEVALUACIONES DE LA PELIGROSIDAD

Las recomendaciones que se hacen a continuación pueden dividirse en dos grandes grupos: 1) aquellas relacionadas con el aumento y mejora de los datos disponibles; 2) aquellas relacionadas con la incorporación de metodologías modernas en el cálculo de la peligrosidad.

6.3.1. Aumentar y mejorar el cuerpo de observaciones

El único modo de reducir efectivamente la incertidumbre en la evaluación de la peligrosidad sísmica es aumentar y mejorar el cuerpo de observaciones, incorporándolas al análisis de acuerdo con el estado del conocimiento vigente. El conocimiento geológico acumulado del SE de España constituye una fuente de información poco explotada y con un potencial enorme en su aplicación a los análisis de la peligrosidad sísmica. Sin embargo, esta información adolece de la precisión deseable para ser incorporada con fiabilidad en los cálculos, especialmente en lo que respecta a la edad de las deformaciones asociadas a las fallas.

Las Grandes Fallas del SE de España en las que mayor interés tendría aumentar y mejorar el cuerpo de observaciones, en vistas a una futura reevaluación de la peligrosidad sísmica, pueden agruparse en dos grandes conjuntos: Fallas Seleccionadas y Fallas Candidatas. Las primeras son fallas que deben contemplarse obligatoriamente en un análisis de la peligrosidad sísmica y las segundas son fallas candidatas a ser seleccionadas en función de los resultados que se obtengan en nuevos estudios.

Fallas Seleccionadas en las que debería aumentarse la precisión de las observaciones

Este grupo de fallas está compuesto por las grandes fallas clasificadas como de actividad tectónica reciente "Muy Alta" y en las que la recurrencia del evento máximo se ha estimado menor de 10.000 años:

- Falla del Bajo Segura: segmentos Hurchillo, Benejúzar y Guardamar
- Falla de San Miguel de Salinas: segmento La Veleta-Río Segura
- Falla de Alhama de Murcia: segmento Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana
- Falla de Carrascoy: segmento Sierra de Carrascoy-Cresta del Gallo.

La datación precisa de las edades de los depósitos más recientes afectados por estas fallas permitiría realizar estimaciones más precisas sobre la recurrencia del evento máximo y, así mismo, considerar en el modelo sismogenético de la falla el tiempo transcurrido desde el último evento.

Fallas Candidatas a ser seleccionadas en una reevaluación de la peligrosidad sísmica

Bajo esta denominación pueden diferenciarse dos grandes grupos de grandes fallas:

A) Grandes fallas cuya magnitud máxima posible es superior a la de las zonas sismogenéticas, y que debieran ser consideradas en una evaluación de la peligrosidad determinista:

- Falla de Socovos-Calasparra: segmentos Central y Línea Eléctrica
- Falla de Crevillente (Sector Murcia): segmentos Campo Coy-Bullas y Bullas-Sierra Ricote
- Falla de Crevillente (Sector Alicante): segmento Abanilla-Río Vinalopó y prolongación submarina(*)(+)
- Falla del Bajo Segura: prolongación submarina(*)
- Falla de Las Moreras: segmento Sierra de Las Moreras-Puerto de Mazarrón y prolongación submarina(*)
- Falla de Alhama de Murcia: segmento Totana-Alhama

(*)El estudio de las fallas submarinas precisa de cartografías más detalladas que las actualmente disponibles. (+)Si bien los datos geológicos disponibles indican que la falla se encuentra cubierta por depósitos pliocuaternarios (cf. cap. 3), su actividad actual debe considerarse, dadas las asociaciones sismotectónicas profundas encontradas (cf. cap. 4).

B) Grandes fallas clasificadas como de actividad tectónica reciente "Alta" donde nuevas observaciones podrían significar una reevaluación al alza de su actividad:

- Falla de Torrevieja: segmento Torre del Moro-Río Segura
- Falla de Palomares: segmento Carboneras-Sierra Almenara
- Falla de Carboneras: segmentos Carboneras y Rambla Morales
- Falla de Alhama de Murcia: segmento Alhama-Alcantarilla

En ambos grupos de fallas (A y B) el desarrollo de estudios de tectónica reciente y paleosismicidad podría proveer una estimación más precisa de su tasa de deslizamiento, edad de las últimas deformaciones y, en definitiva, una estimación más precisa de la recurrencia media del evento máximo posible que estas fallas son capaces de generar.

6.3.2. Incorporación de nuevas metodologías

Una futura reevaluación de la peligrosidad sísmica del SE de España debería abordarse incorporando metodologías de tratamiento de las incertidumbres, como el árbol lógico o la técnica de Montecarlo. La aplicación de estas metodologías permitiría incorporar de modo efectivo la variabilidad estadística de determinados parámetros de cálculo (e.g: parámetro b de Gutenberg-Richter, magnitud máxima posible, recurrencia media del evento característico, etc). Sin embargo, se debería evitar incluir en estos procedimientos cuestiones de primer orden, como la función de atenuación a emplear en los cálculos o el modelo sismogenético general. Ambos aspectos ejercen una influencia determinante en los cálculos y su análisis debería hacerse de modo independiente al tratamiento del resto de las incertidumbres.

Por último, también deberían realizarse estudios de desagregación de la peligrosidad en emplazamientos de infraestructuras críticas existentes o previstas, con objeto de identificar en cada caso la fuente sismogenética que controla la peligrosidad del emplazamiento para diferentes periodos de retorno y caracterizar de modo integral la acción sísmica de diseño en el emplazamiento.