

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Modelización 3D de la estructura, la cinemática y el
comportamiento sismogénico del sistema de fallas de las
Béticas Orientales: aplicación a la amenaza sísmica**

**3D modeling of the structure, kinematics and seismogenic
behavior of the Eastern Betic and fault system: applications to
seismic hazard analysis**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Paula Herrero Barbero

Directores

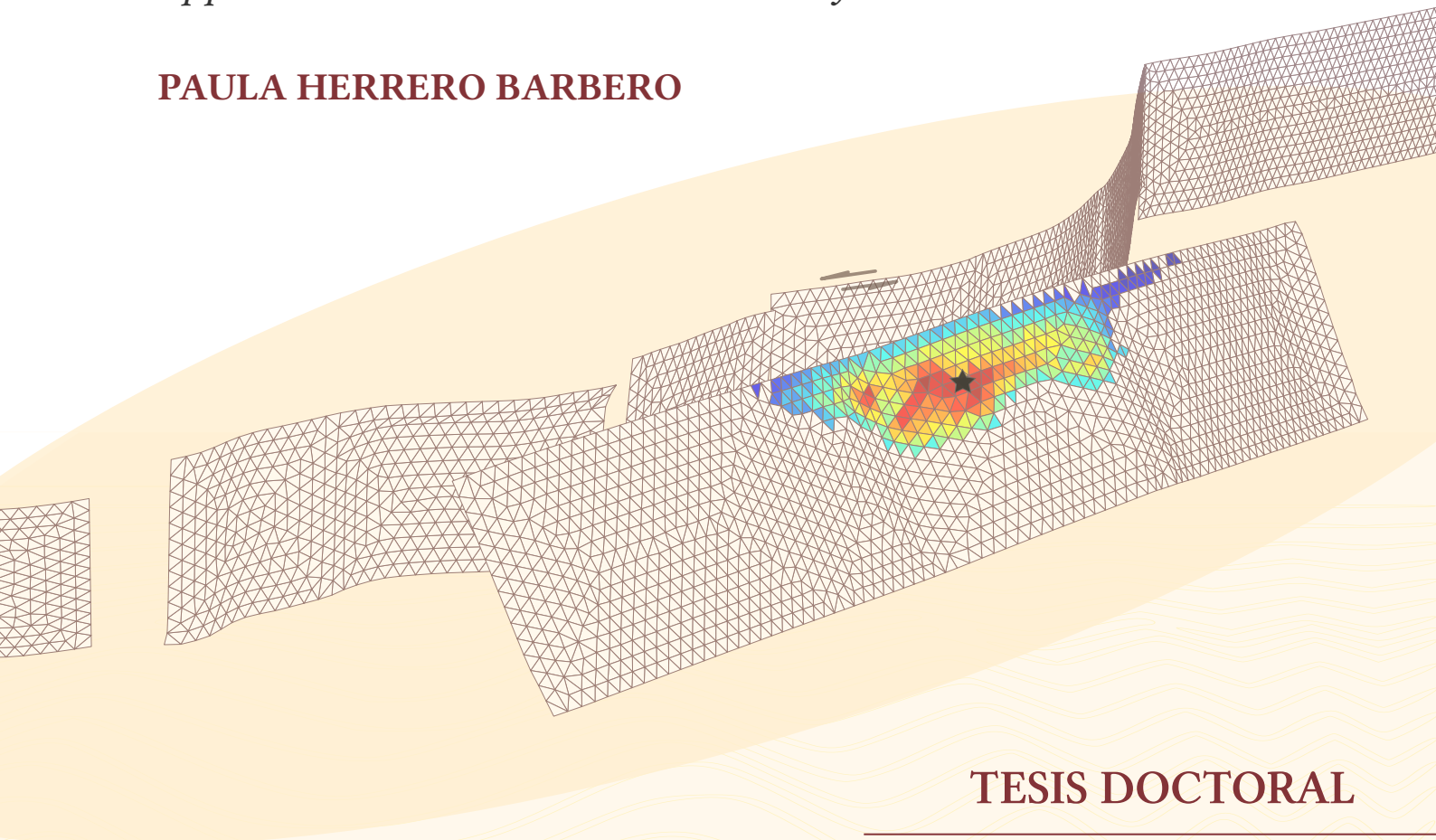
José Antonio Álvarez Gómez
José Jesús Martínez Díaz

Madrid

MODELIZACIÓN 3D DE LA ESTRUCTURA, LA CINEMÁTICA Y EL COMPORTAMIENTO SISMOGÉNICO DEL SISTEMA DE FALLAS DE LAS BÉTICAS ORIENTALES. APLICACIÓN A LA AMENAZA SÍSMICA

*3D modeling of the structure, kinematics and
seismogenic behavior of the Eastern Betic Fault System:
applications to seismic hazard analysis*

PAULA HERRERO BARBERO



TESIS DOCTORAL

Directores:

José Antonio Álvarez Gómez

José Jesús Martínez Díaz

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

MODELIZACIÓN 3D DE LA ESTRUCTURA, LA CINEMÁTICA Y EL
COMPORTAMIENTO SISMOGÉNICO DEL SISTEMA DE FALLAS DE LAS
BÉTICAS ORIENTALES. APLICACIÓN A LA AMENAZA SÍSMICA.

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

PAULA HERRERO BARBERO

DIRECTORES

Dr. JOSÉ ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ

Dr. JOSÉ JESÚS MARTÍNEZ DÍAZ

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



PhD. Thesis

**3D MODELING OF THE STRUCTURE, KINEMATICS AND SEISMOGENIC
BEHAVIOR OF THE EASTERN BETIC FAULT SYSTEM: APPLICATIONS
TO SEISMIC HAZARD ANALYSIS.**

by

PAULA HERRERO BARBERO

ADVISORS:

Dr. JOSÉ ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ

Dr. JOSÉ JESÚS MARTÍNEZ DÍAZ

Correspondence: pherrerob@ucm.es

Madrid, 2021

*A mi madre, Yolanda.
Por guiarme, por sostenerme.*

Papa-tu-a-Nuku
(Earth Mother)

We are stroking, caressing the spine
of the land.

We are massaging the ricked
back of the land

with our sore but ever-loving feet:
hell, she loves it!

Squirming, the land wiggles
in delight.

We love her.

Hone Tuwhare. *Deep River Talk: Collected Poems*,
New Zealand: Godwit Press Limited, 1993, p. 126.



Agradecimientos

Con esta Tesis Doctoral culmina una etapa enriquecedora y de un inmenso aprendizaje, no solo como investigadora, sino además, y muy especialmente, a nivel humano. Son muchas las personas que he tenido la suerte de conocer en estos años y con las que he compartido los momentos felices y también las vicisitudes de los primeros años de la carrera investigadora (y de una pandemia mundial). Allá en el 2011, meses antes de entrar en la Facultad de Geológicas, mi segunda casa, los terremotos de Lorca y Japón despertaron mi interés e hicieron que soñase en dedicarme, algún día, al estudio de este fenómeno natural, con la esperanza de aportar mi granito de arena. Y aquí estoy, gracias a esas personas que han confiado en mí y me han dado la oportunidad de vivir experiencias excepcionales, a las que me gustaría dedicar, con todo mi cariño, las siguientes líneas.

En primer lugar, gracias infinitas a mi directores de tesis, Dr. José Antonio Álvarez Gómez y Dr. José J. Martínez Díaz. Os agradeceré siempre la confianza que depositasteis en mí y vuestra guía a lo largo de estos años. Para mí habéis sido mucho más que mis “jefes”, y desde el principio me sentí afortunada de contar, no solo con dos admirables investigadores, sino además con dos buenísimas personas. Ha sido un placer aprender de vosotros en la Facultad, en el campo y en el aula.

Gracias, Jose, por tu apoyo constante, tus valiosos consejos, y por sacarme del pozo en tantas ocasiones gracias a tu optimismo y empatía. Muchas de las cosas que he hecho durante el Doctorado, y de las que más orgullosa me siento, las he conseguido gracias a tus palabras de ánimo y tu confianza, que han sido siempre el empujón que necesitaba para superar mis inseguridades.

Gracias, Josechu, por compartir conmigo tu contagioso entusiasmo por la investigación y la tectónica murciana. Cada conversación contigo es enormemente inspiradora, y tu honestidad, tenacidad y templanza son un ejemplo para todos los que te seguimos. Deseo seguir aprendiendo de ti por mucho más tiempo.

Este trabajo de investigación no habría sido posible sin los compañeros/as del grupo de Tectónica Activa en el Dpto. de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología de la UCM, de los que he aprendido tantísimo y con los que he compartido desayunos, congresos y muchas anécdotas (y qué anécdotas) en las campañas de campo de Murcia y El Salvador. Quiero destacar el inestimable apoyo del Dr. Jorge Alonso y el Dr. Juan Miguel Insúa. Gracias a Jorge por ser un estupendo referente en el que fijarse desde el primer día, y a Juanmi, por sus palabras siempre amables y sus generosos consejos. También le debo una infinita gratitud a la Dra. Meaza Tsige, la mujer que, junto a mis Directores, confió en mí para iniciarme en la investigación. Gracias, Meaza, por las charlas en confianza y porque, como ingeniera geóloga, es un orgullo aprender de una mujer referente como tú.

Gracias al Dr. Juan Klimowitz por su valioso asesoramiento en el trabajo de interpretación de los perfiles de sísmica, y por acogerme entre su equipo durante semanas para realizar las tareas

cómodamente. Ha sido una suerte contar con su amabilidad y predisposición.

Una de las experiencias más inolvidables de esta etapa de mi vida ha sido, sin duda, la estancia en el GNS Science de Nueva Zelanda. No exagero cuando digo que ha sido un sueño hecho realidad. Soy muy afortunada de haber contado con la supervisión de la Dra. Pilar Villamor y el Dr. Charles Williams, cuyo apoyo ha sido fundamental para desarrollar los modelos de simulación de este trabajo. *Thank you, Pilar, for your support before, during and after my stay in New Zealand, for generously sharing your knowledge about active tectonics with me, and for giving me excellent advice and ideas that have greatly improved this work. Thank you, Charles, for your great generosity and for getting very involved in my research during those months, in which I learned a lot about modeling and coding with you. I will always thank you and your family for being so nice to me during some difficult days there. Many thanks to GNS researchers Kelvin Berryman, Andy Howell, Rob Langridge, Nicola Litchfield, Russell Robinson, Russ Van Dissen, Tatiana Goded, Jesse Kearse, and Andrea Perez, for their hospitality and for showing interest in my work. I would like to express my particular gratitude to José Moratalla and Rafael Benites, for the time they dedicated to making my stay in New Zealand much more special.* Gracias por vuestra hospitalidad y la ayuda prestada, por mostrarme la belleza de Aotearoa y hacerme sentir parte de vuestro entorno durante esos meses. Soy muy afortunada de haberos conocido. *Thanks to my housemates, Delia and Gina, for their kindness and for making me feel very comfortable at home.*

Tengo mucho que agradecer a mis compañeros/as doctorandos/as de Geodinámica, especialmente a nuestro magnífico equipo de Marcianos & Murcianos, porque vuestro apoyo y compañía no tienen precio. Gracias, Andrea, por ser la mejor compañera de despacho que se puede tener, por ser esa amiga a la que confiar lo bueno y lo malo sin sentirme juzgada y por tu inestimable ayuda cada día. Me quedo con nuestros momentos de procrastinación entre risas, los que espero seguir compartiendo contigo muy a menudo de ahora en adelante. Gracias José Luis, por ser un compañero tan atento, sensible y divertido, siempre predispuesto a escuchar y echar una mano. Me alegro mucho de que nos reencontráramos en Madrid y espero haber estado, como compañera, a la altura de tu gran generosidad. Gracias, Laura, por estar siempre predispuesta a aconsejar y prestar ayuda, y por transmitirme tu pasión por la divulgación y la enseñanza. Es un orgullo haber sido tu compañera “de pared” todos estos años.

Gracias a todos los demás compis doctorandos/as de GEODESPAL con los que he tenido el placer de compartir ratos de evasión a lo largo de estos años. Gracias Miguel, por haber sido un estupendo compañero en el 21A y por la alegría que siempre nos transmites. Gracias Andrea, Sonia, Maialen, Paco, Mercedes, Fede y Yolanda, por los momentos de desahogo en comidas, cafés y cervecos, por vuestros ánimos constantes y por compartir, con honestidad, vuestras experiencias conmigo. Gracias por la amabilidad y el entusiasmo de todos los compañeros/as de batalla con los que me he cruzado en la Facultad, aunque sea brevemente, a lo largo de estos años de Doctorado: Alberto, Joan, Roselis, Samuel, Sebas, Mauro, Violeta, Jose Carlos y Alejandro. Ha sido un placer conocerlos y pasar tantos buenos ratos con vosotros/as.

Gracias de todo corazón al resto de profesores/as del departamento y miembros del grupo de investigación en Geología Planetaria, Tectónica Activa y Riesgos Asociados. Gracias, Javi, Héctor, Ignacio, Martín, José Luis G. y David, por vuestros ánimos y por mostrar interés por mi trabajo todos estos años. Mi agradecimiento también a Julián García y Raquel Martín, del IGME, por su amable predisposición a ayudar cuando les he necesitado; y a Sandra Staller y Juan, de la UPM, por

compartir conmigo sus conocimientos en geodesia durante las inolvidables campañas en El Salvador. Gracias también a Carol Canora y a Fidel Martín, por sus ánimos y su ayuda al comienzo de mi Doctorado. Me quiero acordar también de los investigadores/as del grupo Fault2SHA, con los que he compartido reuniones, congresos y campo durante esta etapa y de los que he aprendido tantísimo. Particularmente gracias a la familia científica de Barcelona y, muy especialmente, a Octavi Gómez por las discusiones de los últimos meses y por compartir su interesante trabajo conmigo. También a los compañeros/as, recién doctorados, de Alicante y la URJC, Iván y Cristina. Mucha suerte en los proyectos que iniciéis en el futuro.

Mi agradecimiento también a Estefanía y a Jesús por hacer que la burocracia sea un poquito más llevadera; y al personal de la Biblioteca de Geológicas por rescatar para mi tesis doctorales escritas en francés durante tiempos cercanos al Pleistoceno.

No puedo olvidarme en este momento de todas las personas que me acompañan desde mucho tiempo atrás, las que me conocen a veces mejor que yo misma, y me recuerdan, en momentos de inseguridad, la pasión con la que comencé este largo camino en la geología. Quisiera empezar por mis chicas, mis hermanas, las que siempre están ahí. Un millón de gracias, Lourdes, Yaiza, Lucía, Yaiza y Javi, por vuestra amistad y apoyo constante en todo, por escuchar y acompañar. Os quiero muchísimo. Siempre.

Gracias a mis amigxs de IG (+F+B), Juan, Edu, Celia, Mon, Inés, Alfon y Marto, por vuestros ánimos y porque reencontrarme con vosotrxs siempre es una inyección de energía brutal. En especial, gracias a Juan y a Edu, por vuestro apoyo los últimos meses. No sabéis lo mucho que me reconforta charlar con vosotros. Y gracias, Pablo, porque, pese a todo, si inicié este camino fue en buena parte gracias a ti.

Gracias infinitas a mi familia, los que están y los que ya no, por vuestra confianza en mi desde pequeña. A mis abuelas y abuelos, por transmitirme el amor por el monte y la naturaleza, lo que, sin duda, ha marcado el rumbo de mi vida. Muchas gracias de corazón a mis padres, muy especialmente, a ti, mamá, por sostenerme siempre y ser mi mayor inspiración como mujer en la vida; y a Diego, hermano, por tu complicidad y por el orgullo que siento por ti. Os quiero.

Y, para terminar, un reconocimiento especial a los/as jóvenes investigadores/as que invierten su tiempo y esfuerzo en luchar por mejorar las condiciones de trabajo de nuestro colectivo. Frente a la incertidumbre y la precariedad que minan nuestra salud emocional, compañerismo, organización y apoyo mutuo.

Paula HB
Madrid, Octubre de 2021.



Índice general

Agradecimientos	xii
Índice de figuras	xx
Índice de tablas	xxii
Resumen	xxiii
Abstract	xxvii
1 Introducción	1
1.1 Presentación	1
1.2 Antecedentes: Investigación previa en las Béticas Orientales	3
1.3 Motivación y objetivos	7
1.4 Estructura de la Tesis Doctoral	12
1.5 Software y licencias empleadas	15
2 Marco geológico	17
2.1 Contexto tectónico de la Cordillera Bética: dominios estructurales y cuencas neógenas.	17
2.1.1 Evolución tectónica en las Béticas Orientales a partir del Mioceno Superior. . .	19
2.2 La Zona de Cizalla de las Béticas Orientales	21
2.2.1 Sismotectónica	21
2.2.2 Principales zonas de falla de la ZCBO: estructura, cinemática, tasas de defor- mación y sismicidad.	22
3 Análisis estructural de la sección NE de la Falla de Alhama de Murcia: inversión tectónica y estructura profunda	29
3.1 Introducción	29
3.2 Marco geológico local	32
3.2.1 Estratigrafía de la cuenca	32
3.2.2 Estructura de la cuenca en relación con la geometría de las fallas	37
3.3 Interpretación estructural a partir de datos geofísicos	39
3.3.1 Conjunto de datos geológicos y de sísmica: adquisición y tratamiento	39
3.3.1.1 Cartografía geológico-estructural de la zona de estudio	40
3.3.1.2 Perfiles de sísmica de reflexión	41
3.3.1.3 Sondeos	41

3.3.2	Interpretación de unidades litoestratigráficas	43
3.3.3	Interpretación estructural	45
3.3.4	Modelo estructural 3D del sector suroccidental de la cuenca de Fortuna	49
3.4	Implicaciones de la interpretación sísmica en la geometría e inversión de la sección NE de la Falla de Alhama de Murcia	49
3.5	Conclusiones	53
4	Distribución de la tasa de deslizamiento reciente en la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia	55
4.1	Introducción	55
4.2	Metodología	59
4.2.1	Restitución secuencial de cortes geológicos transversales	59
4.2.2	Análisis 3D del desplazamiento vertical	65
4.3	Resultados: estimación de tasas de deslizamiento	67
4.4	Discusión	72
4.4.1	Criterios asumidos para las estimaciones	72
4.4.2	Comparación de los resultados obtenidos con los datos geológicos y geodésicos	74
4.4.3	Distribución de la tasa de deslizamiento	76
4.5	Conclusiones	81
5	Simulaciones de sismicidad sintética en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.	83
5.1	Introducción	83
5.2	Fuentes sismogénicas en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales	88
5.3	Metodología	90
5.3.1	Modelo de deformación y geometría 3D	90
5.3.2	Propiedades friccionales	94
5.3.3	Simulación de terremotos sintéticos	95
5.3.3.1	Simulador RSQSim: formulación y aproximaciones	95
5.3.3.2	Parámetros de entrada de las simulaciones	97
5.4	Resultados	98
5.5	Discusión	104
5.5.1	Análisis de magnitudes y tiempos entre eventos	106
5.5.2	Modelización de terremotos de pequeña a moderada magnitud	110
5.5.3	Modelización de terremotos de gran magnitud	111
5.5.4	Segmentación de las fallas y extensión de la rotura sísmica	114
5.5.4.1	Roturas multi-sección y roturas completas	115
5.5.4.2	Roturas multi-falla	117
5.5.5	Secuencias de terremotos de gran magnitud	120
5.5.6	Ventajas y limitaciones de la simulación de terremotos en las Béticas Orientales	123
5.6	Conclusiones	125

6	Análisis determinista de la peligrosidad sísmica en las Béticas Orientales a partir de sismicidad sintética a largo plazo.	127
6.1	Introducción	127
6.2	Metodología	129
6.2.1	Modelo de sismicidad sintética	130
6.2.1.1	Definición de escenarios sísmicos	132
6.2.2	Modelo de atenuación	135
6.2.3	Análisis del efecto local por amplificación	137
6.2.3.1	Caracterización geotécnica de suelos en las Béticas Orientales	139
6.2.3.2	Zonificación de la respuesta sísmica: factores de amplificación	148
6.3	Resultados	152
6.3.1	Escenarios deterministas de PGA más desfavorables	152
6.3.2	Escenarios de PGA para magnitudes específicas basadas en periodos de retorno del catálogo sintético	159
6.4	Discusión	163
6.4.1	Implicación del modelo de fallas y de sismicidad sintética en los resultados	163
6.4.2	Implicación del modelo de atenuación: comparación con estudios previos	165
6.4.3	Implicación de los escenarios de PGA con efecto local en los principales núcleos urbanos	170
6.4.4	Síntesis de limitaciones y prospectiva	173
6.5	Conclusiones	175
7	Discusión final y perspectivas futuras	177
7.1	Metodología y flujo de trabajo	177
7.2	Tasas de deformación a largo plazo	181
7.3	Estructura tridimensional de las fallas	186
7.3.1	Implicaciones de la estructura 3D del extremo noreste de la Falla de Alhama de Murcia	187
7.3.2	Complejidades geométricas 3D en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales	189
7.4	Interacción entre fallas y comportamiento de la rotura sísmica	192
7.5	Evolución espacio-temporal de la sismicidad	198
7.6	Aplicación al estudio de la amenaza sísmica	202
7.7	Posibles líneas de investigación futuras	207
8	Conclusiones finales	211
9	Conclusions	219
	Bibliografía	226
Anexo A	Análisis estructural de la subcuenca de Mula-Archena	253
A.1	Cartografía geológica-estructural	253
A.2	Interpretación de perfiles de sísmica	255

Anexo B Simulaciones de sismicidad sintética en las Béticas Orientales.	265
B.1 Datos adicionales y cálculos de IR_{paleo}	265
B.2 Información detallada sobre las fallas del modelo 3D	267
B.3 Parámetros de entrada de la simulación	275
Anexo C Análisis determinista de la peligrosidad sísmica en las Béticas Orientales	277
C.1 Clasificación geotécnica de las formaciones superficiales de las Béticas Orientales.	277
C.2 Escenarios de PGA en condiciones de roca ($V_S = 750$ m/s)	280

Índice de figuras

1.1	Mapa topográfico y batimétrico de la Cordillera Bética y Cordillera del Rif.	5
1.2	Serie sísmica del terremoto M_W 5.1 en Lorca del año 2011.	8
2.1	Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética.	18
2.2	Mapa geológico simplificado que muestra las principales unidades estructurales de la Cordillera Bética Oriental.	23
3.1	Marco geológico y tectónico de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO).	31
3.2	Mapa geológico del sector suroccidental de la cuenca de Fortuna (Subcuenca de Mula-Archena), la sección de Alhama de Murcia – Alcantarilla de la AMF y la parte norte de la Depresión del Guadalentín.	33
3.3	Correlación entre las unidades litoestratigráficas y los datos procedentes de los sondeos y las líneas sísmicas.	35
3.4	Observaciones de campo de las formaciones estratigráficas descritas en la zona de estudio.	37
3.5	Mapa geológico-estructural de la zona de estudio. Datos estructurales y otras observaciones tomados en campo.	39
3.6	Mapa regional de la localización de los perfiles y sondeos interpretados en esta investigación.	42
3.7	Curvas de subsidencia tectónica de las cuencas de Fortuna, Lorca y Huerca Overa, tomadas a partir de Meijninger (2006).	44
3.8	Interpretación de perfiles de sísmica de reflexión de la subcuenca de Mula-Archena.	46
3.9	Modelos clásicos de estructuras de inversión tectónica positiva.	47
3.10	Modelo geológico 3D del sector suroccidental de la cuenca de Fortuna y norte de la depresión del Guadalentín.	50
4.1	Segmentación de la AMF y resumen de las principales estimaciones de tasas de deslizamiento disponibles hasta el momento.	56
4.2	Métodos cinemáticos empleados para la restitución de los cortes geológicos transversales: Fault-parallel flow y Trishear.	60
4.3	Restitución de los marcadores estratigráficos en el Perfil S-84-52.	62
4.4	Restitución de los marcadores estratigráficos en el Perfil S-85-92.	63
4.5	Restitución de los marcadores estratigráficos en el Perfil S-84-56.	64
4.6	Distribución del salto vertical (en metros) a lo largo de la traza de la terminación norte de la AMF, de acuerdo con el análisis del desplazamiento vertical.	66

4.7	Funciones de densidad de probabilidad de las tasas de deslizamiento para los perfiles analizados, calculadas utilizando el método de Zechar y Frankel (2009).	69
4.8	Descomposición de vectores de deslizamiento horizontal GPS y proyección del acortamiento estimado para el cálculo de las tasas de deslizamiento lateral.	71
4.9	Orientaciones de los deslizamientos netos obtenidos y de otros datos geológicos y sísmológicos utilizados en el análisis.	74
4.10	Distribuciones de la probabilidad de las tasas de deslizamiento neto y Mapa de localización de los perfiles y de los sectores analizados en la sección de Alhama de Murcia-Alcantarilla.	78
5.1	Marco sismotectónico de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO).	85
5.2	Modelo tridimensional de las principales fallas sismogénicas de la ZCBO y las tasas de deslizamiento a largo plazo asignadas.	94
5.3	Comparación estadística entre los catálogos sintéticos obtenidos mediante el código de simulación RSQSim.	99
5.4	Comparación entre los intervalos de recurrencia para terremotos simulados de magnitud $M_W > 6$ ($IR_{catalog}$) con los obtenidos en emplazamientos paleosísmicos (IR_{site}) de la ZCBO.	101
5.5	Estadística del catálogo obtenido mediante la simulación con los parámetros de entrada con mejor ajuste.	103
5.6	Distribución de tiempos inter-evento de acuerdo con las magnitudes momento simuladas para terremotos moderados-grandes.	105
5.7	Sismicidad histórica-instrumental de magnitud $M_W > 3$ en la región de estudio.	107
5.8	Sismicidad sintética obtenida, representada en intervalos de tiempo de 600 años.	109
5.9	Ejemplo aleatorio de rotura sísmica generada en la simulación de 100 ka. Distribución del desplazamiento en metros sobre el plano de falla.	111
5.10	Desplazamiento promedio en metros sobre el plano de rotura de las fallas para cada terremoto sintético de $M_W \geq 6.0$	113
5.11	Número de eventos $M_W \geq 5.0$ asociados con roturas que involucran varias secciones de falla y el porcentaje relativo al número total de eventos generados por esa falla.	115
5.12	Cambios de esfuerzos de Coulomb calculados para una (a) falla inversa, y (b) falla de desgarre.	116
5.13	Distribuciones de frecuencia-magnitud modelizadas por Gómez-Novell et al. (2020a) y a partir del catálogo sintético 28 de nuestro estudio.	119
5.14	Distribuciones de densidad de probabilidad de los tiempos inter-evento (días) y de las distancias inter-evento (km) para los terremotos sintéticos de magnitud $M_W \geq 6.0$ del catálogo simulado con RSQSim.	120
5.15	Distribución de los tiempos inter-evento (días) frente a las distancias inter-evento (km) para eventos $M_W \geq 6.0$	121
5.16	Secuencias de eventos agrupados seleccionados según los criterios establecidos en el análisis de distribuciones de tiempos y distancias inter-evento del catálogo sintético.	122
6.1	Mapa de situación de las principales fallas de las Béticas Orientales, al SE de la Península Ibérica, que forman parte del modelo 3D elaborado.	129

6.2	Estadística de la sismicidad sintética empleada para elaborar los escenarios deterministas de intensidad de movimiento del suelo.	131
6.3	Roturas 3D de cada uno de los eventos máximos simulados en cada falla del sistema.	134
6.4	Clasificación geotécnica de formaciones superficiales de las Béticas Orientales, realizada en función de sus propiedades dinámicas.	140
6.5	Clasificación de suelos en función de su susceptibilidad a la amplificación de ondas sísmicas.	149
6.6	Escenarios de PGA (g) más desfavorables para la Falla de Carboneras (CF) y la Falla de Palomares (PF).	153
6.7	Escenarios de PGA (g) más desfavorables para la Falla de Alhama de Murcia (AMF) y la Falla de Los Tollos (LTF).	155
6.8	Escenarios de PGA (g) más desfavorables para la Falla de Carrascoy (CAF) y la Falla de Bajo Segura (BSF).	156
6.9	Escenario de PGA máximo (g) resultante de la integración de todos los escenarios deterministas estimados.	158
6.10	Localización de los epicentros de los terremotos sintéticos $M_W \geq 6.0$ obtenidos mediante las simulaciones con RSQSim.	160
6.11	Escenarios de PGA (g) para determinados periodos de retorno de magnitudes.	162
6.12	Distribución de PGA (g) de eventos máximos calculados con el modelo de atenuación de Campbell y Bozorgnia (2014) para una $V_{S30}=750$ m/s y la diferencia con los resultados en roca calculados con Akkar et al. (2014).	167
6.13	Distribución de aceleraciones pico PGA (g) en función de la distancia a la traza, resultantes de los escenarios deterministas evaluados.	169
6.14	Estimaciones de PGA (g) alcanzadas en municipios de las Béticas Orientales con más 30.000 habitantes durante los eventos máximos simulados.	172
7.1	Componentes del proceso de generación de catálogos de sismicidad sintética.	179
7.2	Tasas de deformación (mm/a) estimadas en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales por diversos autores.	183
7.3	Estaciones geodésicas continuas y de campaña desplegadas en la región de las Béticas Orientales.	185
7.4	Estructuras interpretadas en el Perfil transversal S-84-52.	188
7.5	Distribución de la sismicidad simulada de magnitud $M_W \geq 5.5$ durante 100 ka sobre la Falla de Alhama de Murcia modelizada.	190
7.6	Variación de esfuerzos estáticos de Coulomb (dCFS) para distintos escenarios de roturas conjuntas en la Falla de Alhama de Murcia con respecto a la geometría y cinemática de la Falla de Carrascoy.	194
7.7	Intervalos de tiempo inter-evento obtenidos en las simulaciones para distintos rangos de magnitud comparados con los estimados mediante la paleosismología ($M_W > 6$).	200
A.1	Mapas de la cartografía geológico-estructural realizada en la zona de estudio.	254
A.2	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-85-96.	255
A.3	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-84-52.	256
A.4	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-85-92.	257

A.5	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-85-94.	258
A.6	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-84-54.	259
A.7	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-85-98	260
A.8	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-84-56.	261
A.9	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-85-100.	262
A.10	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-84-55.	263
A.11	Imagen sísmica e interpretación del Perfil S-85-65.	264
B.1	Datos sobre la Falla de Los Tollos (LTF).	267
B.2	Datos sobre la Falla de Alhama de Murcia (AMF), secciones Góñar-Lorca y Lorca-Totana (AMF 1-2).	268
B.3	Datos sobre la Falla de Alhama de Murcia (AMF), secciones Totana-Alhama de Murcia y Alhama de Murcia-Alcantarilla (AMF 3-4).	269
B.4	Datos sobre la Falla de Carboneras (CF).	270
B.5	Datos sobre la Falla de Palomares (PF).	271
B.6	Datos sobre la Falla de Carrascoy (CAF).	272
B.7	Datos sobre la Falla del Bajo Segura (BSF), secciones Hurchillo y Benejúzar (BSF 1-2). 273	
B.8	Datos sobre la Falla del Bajo Segura (BSF), secciones Guardamar y Bajo Segura Offshore (BSF 3-4).	274
C.1	Escenarios más desfavorables de PGA (g) calculados mediante Akkar et al. (2014) para medio rocoso en CF, PF y AMF.	281
C.2	Escenarios más desfavorables de PGA (g) calculados mediante Akkar et al. (2014) para medio rocoso en LTF, CAF y BSF.	282
C.3	Escenarios de PGA (g) para una probabilidad de excedencia de una magnitud específica de un 10 % en 50 años (periodo de retorno de 475 años), calculados mediante Akkar et al. (2014) para medio rocoso.	283
C.4	Escenarios de PGA (g) para una probabilidad de excedencia de una magnitud específica de un 5 % en 50 años (periodo de retorno de 975 años), calculados mediante Akkar et al. (2014) para un medio rocoso.	284

Índice de tablas

4.1	Estimación del deslizamiento en la dirección del buzamiento (<i>dip-slip</i>) y de la separación horizontal (<i>heave</i>) en metros por cada perfil restituído.	65
4.2	Tasas de deslizamiento en la dirección del buzamiento (<i>dip-slip rate</i>) y tasas de acortamiento (<i>shortening rate</i>), en mm/a.	68
4.3	Tasas de deslizamiento lateral o de desgarre (<i>strike-slip rate</i>) y tasas de deslizamiento neto (<i>net-slip rate</i>), en mm/a.	72
4.4	Tasas de deslizamiento neto (<i>net-slip rate</i>), en mm/a, asumiendo las orientaciones del vector deslizamiento con el mejor ajuste respecto a los datos analizados (últimos 4.8–7.6 Ma).	76
4.5	Resumen de todas las tasas de deslizamiento estimadas en la sección Alhama de Murcia - Alcantarilla, en mm/a.	79
5.1	Eventos $M_W \geq 6.0$ en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales desde el 1400 AD con coordenadas epicentrales, intensidades y magnitudes.	86
5.2	Evidencias de paleo-terremotos en la ZCBO.	89
5.3	Parámetros de entrada asignados a las secciones de falla modelizadas para las Béticas Orientales.	92
5.4	Tabla 5.3 ampliada de los parámetros de entrada utilizados en las simulaciones junto con la clasificación de la calidad de los datos.	93
5.5	Leyenda de la clasificación de la calidad de los datos de cabeceo y tasa de deslizamiento.	93
5.6	Parámetros friccionales de tasa y estado, condiciones de esfuerzos iniciales normal (σ_0) y de cizalla (τ_0), y valores de b de Gutenberg-Richter obtenidos a partir de la distribución de frecuencias de la sismicidad sintética.	95
5.7	Comparación entre los catálogos sintéticos que mejor se ajustan a las relaciones de Frecuencia-Magnitud y Magnitud-Área de rotura.	101
5.8	Tasas estimadas de ocurrencia anual de terremotos sintéticos y de la sismicidad regional para magnitudes moderadas-pequeñas.	110
5.9	Terremotos multi-falla simulados contenidos en el catálogo sintético.	117
6.1	Terremotos máximos en cada falla resultantes de la simulación. Parámetros de entrada de la fuente.	133
6.2	Clasificación geotécnica de las formaciones superficiales de a región de las Béticas Orientales.	145
6.3	Factores de amplificación F_{PGA} tomados de la propuesta por ASCE (2017).	148

7.1	Terremotos máximos alcanzados en las simulaciones con RSQSim en cada falla y sección de falla del sistema modelizado de las Béticas Orientales.	204
7.2	Aceleraciones pico PGA máximas alcanzadas en los escenarios deterministas de peligrosidad sísmica para magnitudes M_W 6.1-6.2 (10% POE en 50 años) y M_W 6.5-6.6 (5% POE en 50 años).	205
B.1	Parámetros de entrada utilizados para ejecutar la simulación RSQSim que genera el cat-28.	275

Resumen

Caracterizar la relación entre la ocurrencia de terremotos y la geometría tridimensional, cinemática y tasas de deformación de las fallas de una región activa es esencial para la valoración de la peligrosidad sísmica. En regiones con deformación lenta, el estudio de las fallas activas se complica debido a la baja disponibilidad de evidencias de actividad tectónica reciente, a menudo difusas o camufladas por los intensos procesos externos, y a un registro de sismicidad histórica escaso y poco preciso. El sistema de fallas de las Béticas Orientales (al que también nos referiremos como Zona de Cizalla de las Béticas Orientales), situado al sureste de la Península Ibérica y que forma parte de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán, es un buen ejemplo de un sistema activo formado por fallas con bajas tasas de deformación (la mayoría inferiores a 1 mm/a). La falta de estimaciones de tasas de deslizamiento y otros parámetros sísmicos en algunas de sus secciones de falla, así como su moderada a baja sismicidad, han hecho que, a menudo, se infraestimara el potencial de estas fallas de generar terremotos importantes. El terremoto de M_W 5.1 ocurrido en Lorca en Mayo del 2011, asociado a este sistema de fallas y causante de víctimas y cuantiosos daños materiales, puso de manifiesto la necesidad de profundizar en el conocimiento del comportamiento sismogénico de estas fallas. Esta Tesis Doctoral aborda el estudio del sistema de fallas de las Béticas Orientales a diferentes escalas, centrándose en su estructura tridimensional, la estimación de tasas de deformación y la interacción de las estructuras, evaluando cómo afectarían a la distribución espacio-temporal de la sismicidad regional a largo plazo.

La primera parte de la investigación se centra en una de las fallas activas con mayor actividad de las Béticas Orientales: la Falla de Alhama de Murcia. La sismotectónica asociada a esta falla ha sido ampliamente estudiada en algunas de sus secciones, dado que presentan evidencias de actividad reciente; sin embargo, en su extremo noreste (sección Alhama de Murcia – Alcantarilla), cuyo relieve es menos prominente, sólo se había estimado una tasa de levantamiento del frente montañoso hasta el momento, inferior a 0.07 mm/año (Silva et al., 2003). Su cercanía a grandes poblaciones como la ciudad de Murcia, que hace necesaria una evaluación de su peligrosidad, así como su relación tecto-sedimentaria con la cuenca neógena que bordea, son objeto de interés en esta Tesis Doctoral. Para su estudio, se ha realizado

una interpretación estructural de perfiles de sísmica de reflexión, registros de sondeos y otros datos estructurales del sector suroccidental de la cuenca de Fortuna, presumiblemente controlada por la falla. La interpretación ha permitido construir un modelo 3D de la subcuenca y de la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia y otras pequeñas fallas cercanas hasta aproximadamente los 4 km de profundidad. El modelo estructural propuesto explicaría la formación de una zona de acomodación durante el Mioceno y permite discutir sobre el control de esta falla en la formación de la cuenca como una antigua falla extensional miocena. También se han identificado rasgos estructurales asociados a la inversión tectónica positiva de la cuenca que evidencian una reactivación transpresiva de la Falla de Alhama de Murcia entre el Tortoniense Tardío (7.6 Ma) y el Messiniense (5.3 Ma), acomodándose al régimen de esfuerzos neotectónico.

La interpretación sísmica también ha proporcionado los marcadores necesarios para aplicar métodos cinemáticos de restitución de perfiles transversales a lo largo de la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla, con el objetivo de estimar tasas de deslizamiento vertical y de acortamiento a largo plazo. La descomposición de orientaciones de convergencia regional a partir de datos geodésicos, combinados con las estimaciones obtenidas en el análisis de perfiles, ha permitido también estimar tasas de deslizamiento lateral. Estimamos así una tasa de deslizamiento neto máxima de 0.32 (+0.18/-0.13) mm/a para los últimos 4.8-7.6 Ma, siendo ésta una tasa superior a la inferida hasta el momento en la sección. Las tasas estimadas a lo largo de la sección evidencian una disminución de la tasa de deslizamiento hacia la terminación noreste de la falla, apoyando la hipótesis de transferencia de la deformación entre la Falla de Alhama de Murcia con, al menos, la cercana Falla de Carrascoy, que estaría absorbiendo parte de la componente de acortamiento NNO-SSE durante el Plio-Cuaternario.

La segunda parte de la investigación incorpora la información cinemática, la geometría y las tasas estimadas en la sección norte de la Falla de Alhama de Murcia a un modelo 3D que incluye todas las principales fallas de las Béticas Orientales. El objetivo es analizar, de manera integral, cómo interaccionan las fallas del sistema en función de sus propiedades físicas, para explorar, a continuación, sus implicaciones en la sismicidad a largo plazo, en el comportamiento de la rotura cosísmica y en la peligrosidad sísmica. La metodología empleada ha sido la generación de sismicidad sintética de larga duración basada en el modelo físico de las fallas del sistema. En esta Tesis se ha empleado el simulador cuasi-dinámico de terremotos RSQSim (Richards-Dinger y Dieterich, 2012) que emplea la física de las interacciones de esfuerzos y las ecuaciones de fricción dinámica de ‘tasa y estado’ para reproducir los procesos que controlan la nucleación y propagación de la rotura. Los catálogos sintéticos de terremotos de 100 ka de duración obtenidos superan las limitaciones del catálogo sísmico histórico, que es escaso e impreciso comparado con los largos periodos intersísmicos que caracterizan las fallas de movimiento lento de la región. De esta manera, las simulaciones de múltiples ciclos sísmicos muestran que todas las fallas del sistema son capaces de generar terremotos de magnitud

$M_W \geq 6.0$ durante un período de 100 ka, llegando a alcanzarse magnitudes $M_W > 7.0$ en las fallas de Alhama de Murcia, Carboneras y Bajo Segura, con tiempos inter-evento por encima de los 5000 años. Además, eventos de magnitudes $5.0 < M_W \leq 6.0$ podrían ocurrir en intervalos de tiempo de menos de 1000 años (menos de 100 años para magnitudes $M_W < 5.5$), de acuerdo con el análisis del catálogo simulado con mejor ajuste.

Esta investigación aporta un conocimiento de gran interés sobre el posible comportamiento de la rotura durante estos eventos excepcionales y cómo influyen las propiedades físicas de las fallas en la sincronización de sus ciclos sísmicos. En este sentido, las simulaciones sugieren que todas las fuentes sísmicas de las Béticas Orientales serían físicamente capaces de propagar roturas multi-sección, llegando a romper toda su longitud en el caso de las fallas de Alhama de Murcia, Carboneras y Carrascoy. Asimismo, el modelo de sismicidad sintética sugiere que la generación más probable de grandes terremotos de $M_W > 6.7$ en las Béticas Orientales sería como consecuencia de un “salto” de la rotura entre fallas cercanas del sistema. La transferencia de esfuerzos estáticos entre fallas no solo controla la propagación de roturas complejas en el campo cercano, sino también la generación de secuencias de eventos de gran magnitud que contribuyen a la gran variabilidad de intervalos intersísmicos observada en el catálogo sintético. Estas observaciones demuestran la fuerte influencia de la ventana temporal de análisis al evaluar el potencial sismogénico de un sistema de fallas y apoyan que las áreas lentas que parecen estar “silenciadas” durante tiempos históricos pueden encontrarse en un período de quiescencia pero no ser inactivas.

Los resultados tienen implicaciones directas en la amenaza sísmica de la región, que hemos abordado parcialmente en esta Tesis Doctoral mediante la elaboración de escenarios de intensidad de movimiento del terreno desde una aproximación determinista. Se han estimado los escenarios más desfavorables de aceleración pico (PGA (g)) para las magnitudes máximas obtenidas en las simulaciones con RSQSim, así como otros escenarios adicionales correspondientes a otras magnitudes recurrentes contenidas en el catálogo sintético. Adicionalmente, se ha incorporado el posible efecto de amplificación debido a las propiedades dinámicas de los suelos de la región, para lo cual se ha elaborado un mapa geotécnico a gran escala de las formaciones superficiales implicadas. De esta forma, se concluye que algunas áreas urbanas de las Béticas Orientales presentan una especial susceptibilidad a alcanzar valores de aceleración PGA de hasta 0.6 g en el caso más extremo, debido a la cercanía a fallas con elevado potencial de generar terremotos de elevada magnitud (fundamentalmente, las fallas de Alhama de Murcia, Carboneras y Bajo Segura) y por el emplazamiento en potentes suelos de consistencia muy blanda altamente susceptibles a la amplificación del movimiento del terreno durante un terremoto. Estas zonas se encuentran principalmente en la vega media-baja del río Segura (Orihuela, Torrevecija), en la cuenca de Murcia (Murcia capital), en el corredor del Guadalentín (Lorca, Alcantarilla), y en la cuenca de Níjar (Almería).

De esta Tesis Doctoral se revela la importancia crucial de considerar a las fallas de un sistema de manera conjunta a la hora de evaluar la peligrosidad sísmica de una región, valorando sus interacciones en el tiempo y en el espacio, y cómo varían los parámetros geométricos, cinemáticos y las tasas de deformación a lo largo del sistema. También nos aporta una visión a largo plazo de la historia sísmica de estas fallas de las Béticas Orientales, explorando el comportamiento de la rotura en terremotos de los que no tenemos precedentes históricos. Este trabajo motiva una futura investigación centrada en el comportamiento dinámico de los terremotos, para lo que es necesario seguir ahondando en el conocimiento de la geometría en profundidad de las fallas de las Béticas Orientales y la estimación de tasas de deslizamiento a largo plazo allá donde la información disponible sigue siendo limitada, quizá mediante procedimientos similares a los expuestos en esta Tesis Doctoral para el extremo NE de la Falla de Alhama de Murcia.

Abstract

Characterizing the relationship between the occurrence of earthquakes and the three-dimensional geometry, kinematics and deformation rates of the faults of an active region is essential for the seismic hazard assessment. In areas with slow deformation, the study of active faults is complex due to the scarce evidence of recent tectonic activity, often vague or covered by intense surface processes, and a limited and inaccurate historical seismic record. The Eastern Betic Fault System (also known as the Eastern Betic Shear Zone), is located southeast of the Iberian Peninsula and belongs to the Trans-Alboran Shear Zone. It is a good example of an active system formed by faults with low deformation rates (mostly, less than 1 mm/yr). The lack of slip-rates and other kinematic data in some of their fault sections, as well as their moderate to low seismicity, have often led to an underestimation of the seismogenic potential of these faults to generate major earthquakes. The M_W 5.1 Lorca earthquake that occurred in May 2011, associated with this fault system and causing fatalities and significant material damage, revealed the urgent need to going into detail about the seismogenic behavior of these faults. This dissertation addresses the study of the Eastern Betic Fault System at different scales, focusing on its 3D structure, the estimation of deformation rates and the fault interactions, and evaluating how the latter influence the spatio-temporal distribution of long-term seismicity.

The first part of this research focuses on one of the most active faults in the Eastern Betics: the Alhama de Murcia Fault. The seismotectonics of this fault has been widely studied in some of its sections, since they present evidence of recent activity. However, in the northeastern termination (Alhama de Murcia - Alcantarilla section), with less prominent relief, only an uplift rate from the mountain fronts had been estimated so far, which is less than 0.07 mm/year (Silva et al., 2003). Its proximity to big towns such as the Spanish city of Murcia, which makes the hazard analysis necessary; as well as its tecto-sedimentary relationship with the bounded neogene basin, are some of the motivations of this dissertation. For this research, a structural interpretation of seismic reflection profiles, well records and other structural data of the southwestern sector of the Fortuna basin (presumably controlled by the Alhama de Murcia Fault) has been carried out. The interpretation has allowed the construction of a

3D model of the sub-basin and the NE termination of the Alhama de Murcia Fault and other small nearby faults. The proposed structural model would explain the formation of an accommodation zone during the Miocene and allows discussing the control of the Alhama de Murcia Fault in the basin evolution as a former extensional fault. Structural features associated with the positive tectonic inversion of the basin have also been identified, showing a transpressive reactivation of the Alhama de Murcia Fault between the Late Tortonian (7.6 Ma) and the Messinian (5.3 Ma) to accommodate the neotectonic stress regime.

The seismic interpretation provides the necessary markers to apply kinematic methods of cross-sections restoration along the Alhama de Murcia - Alcantarilla section for the estimation of long-term dip-slip and shortening rates. The decomposition of regional GPS convergence vectors, combined with the results obtained in the sequential restorations, also allow us to estimate strike-slip rates. Thus, we estimate a maximum net-slip rate of 0.32 ($+0.18 / - 0.13$) mm/yr for the last 4.8-7.6 Ma, being a higher rate than the one inferred so far in the section. The rates estimated along the section show a decrease in the slip rate towards the northeast termination of the fault, supporting the hypothesis of a deformation transfer between the Alhama de Murcia Fault with, at least, the nearby Carrascoy Fault, which would be accommodating part of the NNW-SSE shortening component during the Plio-Quaternary.

The second part of the investigation incorporates the kinematic information, the geometry and the estimated slip rates in the northern section of the Alhama de Murcia Fault to a 3D model that also includes all the main faults of the Eastern Betics. The objective is to analyze the implications of the fault interactions on long-term seismicity, on the behavior of the coseismic ruptures, and on the seismic hazard. We generate long-term synthetic seismicity based on a fault-based 3D model of the Eastern Betics, and through the quasi-dynamic earthquake simulator RSQSim (Richards-Dinger and Dieterich, 2012). The RSQSim simulator is based on a boundary element formulation that integrates rate- and state-dependent friction to reproduce the physical processes that control rupture nucleation and propagation. The 100 ka synthetic earthquakes catalogs overcome the limitations of the historical earthquake catalog, which is scarce and incomplete compared to the long inter-seismic periods of the slow-moving faults in the region. The multi-cycle simulations show that all the faults of the system are capable of generating $M_W \geq 6.0$ earthquakes during a period of 100 ka, reaching magnitudes of $M_W > 7.0$ in the Alhama de Murcia, Carboneras and Bajo Segura faults, with inter-event times that could reach down to 5000 years. Therefore, we cannot rule out the occurrence of earthquakes of larger size than the low to moderate magnitudes recorded in the brief historical-instrumental earthquake catalog. Furthermore, events of magnitudes $5.0 < M_W \leq 6.0$, which have been quite destructive recently in this region, could occur in time intervals of less than 1000 years (less than 100 years for $M_W < 5.5$ events) according to the analysis of the best-fit simulated catalog.

This research is pointing to interesting insights about the possible rupture behavior during

these exceptional events and how the fault properties influence the timing of their seismic cycles. In this sense, the simulations suggest that all the seismic sources of the Eastern Betics would be physically capable of propagating the rupture beyond the section where the earthquake is nucleated, even rupturing its entire length in the case of the Alhama de Murcia, Carboneras, and Carrascoy faults. Likewise, the synthetic seismicity model suggests that the most probable generation of large earthquakes of magnitude $M_W > 6.7$ in the Eastern Betics would be as a consequence of a “jumping” rupture between nearby faults of the system. Static stress transfer between faults not only controls the propagation of complex ruptures in the near field, but also the generation of large-magnitude sequences of events that contribute to the large variability of interseismic intervals observed in the synthetic catalog. These observations demonstrate the strong influence of the time window when evaluating the seismogenic potential of a fault system and support that slow areas that appear to be ‘muted’ during historical times may be just in a period of quiescent but not be inactive.

This research has direct implications on the regional seismic hazard, which we partially address in this dissertation through the estimation of ground motion intensity scenarios from a deterministic approach. Worst-case scenarios of peak ground acceleration (PGA (g)) are estimated for the maximum magnitudes obtained with the RSQSim simulations, as well as other additional scenarios corresponding to recurrent magnitudes contained in the synthetic catalog. Additionally, the possible site amplification is added to the scenarios on rock. For this purpose, we perform a large-scale geotechnical map of the multiple dynamic soil properties in this wide region. According to the results, it is concluded that some urban areas of the Eastern Betics show a special susceptibility to reaching PGA values of up to 0.6 g in the worst cases, due to the proximity to faults with a high seismogenic potential (principally, the Alhama de Murcia, Carboneras and Bajo Segura faults), and the site on thick and very soft soils (silty clays) highly related to ground amplification during an earthquake. These areas are mainly located in the Bajo Segura basin (e.g., towns of Orihuela and Torrevieja), in the Murcia basin (city of Murcia), in the Guadalentin corridor (Lorca, Alcantarilla), and in the Nijar basin (Almería).

This dissertation reveals the importance of jointly considering all the faults of a system when evaluating the seismic hazard of a region, assessing their time-space interactions, and how the geometry, kinematics and slip rates vary throughout the system. This research also provides us with a long-term view of the seismic history of these Eastern Betic faults, exploring the rupture behavior during earthquakes for which we have no historical precedent. This PhD Thesis motivates future research focused on the dynamic behavior of earthquakes, for which it is necessary to continue delving into the knowledge of the in-depth fault geometry and the estimation of long-term slip rates wherever the available information is still limited, perhaps through procedures similar to those exposed in this dissertation for the NE end of the Alhama de Murcia Fault.

Capítulo 1

Introducción

1.1 Presentación

La presente Tesis Doctoral titulada “*Modelización 3D de la estructura, la cinemática y el comportamiento sismogénico del Sistema de Fallas de las Béticas Orientales. Aplicación a la amenaza sísmica*” se ha llevado a cabo principalmente en el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), bajo la dirección del Dr. José Antonio Álvarez Gómez (UCM) y el Dr. José Jesús Martínez Díaz (UCM, IGEO). La Tesis Doctoral se ha desarrollado dentro del *Programa de Doctorado en Geología e Ingeniería Geológica de la Universidad Complutense de Madrid* (regulado por el RD 99/2011 de enseñanzas oficiales de Doctorado).

Esta Tesis se enmarca dentro de una larga trayectoria de investigación sobre tectónica activa, sismotectónica y riesgo sísmico en las Béticas Orientales (SE de España) llevada a cabo por el Grupo de Investigación *TECTACT: Geodinámica Planetaria, Tectónica Activa y Aplicaciones a Riesgos* de la Universidad Complutense de Madrid (UCM-910368). Tanto el Departamento como el Grupo de Investigación TECTACT han respaldado esta Tesis Doctoral, dotando de medios para el desarrollo formativo y de la investigación, tanto en el propio departamento de la Facultad de Ciencias Geológicas (Madrid) como en las campañas de campo realizadas en la Región de Murcia.

La investigación predoctoral que aquí se presenta ha contado con la financiación de un contrato de Formación de Profesorado Universitario (FPU16/01683), otorgado por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, y disfrutado entre Octubre de 2017 y Octubre de 2021. Asimismo, esta Tesis Doctoral ha contado con el respaldo de dos proyectos de investigación nacionales: el proyecto *INTERGEO: “Análisis y monitoreo del comportamiento sismogénico de regiones intersegmento en fallas activas de desgarre”* (CGL2013-47412-C2-1-P), durante el año 2017; y el proyecto *QUAKE-STEP: “Monitoreo, análisis cinemático y caracterización sismogénica en zonas de relevo de sistemas de falla transcurrentes”* (CGL2017-83931-C3-1-

P), entre los años 2018 a 2021.

Asimismo, esta investigación se ha nutrido de la colaboración de investigadores/as de otros Grupos o entidades, que han aportado su experiencia y medios durante el desarrollo del Doctorado: la compañía *GESSAL: Geología de Exploración y Síntesis*, donde se desarrolló una estancia nacional en Junio-Julio de 2018, aportando medios y experiencia para la realización de la interpretación de perfiles de sísmica; y el grupo de trabajo del *Fault2SHA Eastern Betics Shear Zone Lab* de la *European Seismological Commission* (ESC FAULT2SHA), cuyos objetivos y líneas de investigación planteadas en los últimos 4 años han motivado algunos planteamientos de esta Tesis Doctoral.

Finalmente, la experiencia internacional obtenida durante el desarrollo de la Tesis Doctoral permite optar a la Mención de Doctorado Internacional, de acuerdo a los criterios de la normativa del R.D. 99/2011 que regula los estudios de Doctorado de la Universidad Complutense de Madrid. En este sentido, parte de la investigación relacionada con las simulaciones de terremotos sintéticos se llevó a cabo en el *Active Landscapes Department* del *GNS Science* de Nueva Zelanda, durante una estancia internacional de 3 meses, entre Septiembre y Diciembre de 2019. La supervisión de la estancia estuvo a cargo de la Dra. Pilar Villamor y el Dr. Charles Williams, siendo financiada por una Ayuda para Estancias Breves destinada a beneficiarios del programa FPU del Ministerio de Educación y Formación Profesional.

1.2 Antecedentes: Investigación previa en las Béticas Orientales

Este trabajo de investigación se enmarca en el estudio de la Cordillera Bética y, más concretamente, en la Cordillera Bética Oriental, una región que por su compleja evolución geodinámica ha suscitado un enorme interés científico. Las Béticas Orientales se sitúan en el extremo occidental del cinturón orogénico Alpino, en el borde SE de la subplaca Ibérica. Constituyen un relieve formado por numerosas sierras compuestas de materiales de basamento separadas por cuencas sedimentarias de edad neógena y cuaternaria, lo que da lugar a una gran heterogeneidad litológica. Este relieve ha sido modelado por una intensa actividad tectónica, que resulta en numerosas e importantes estructuras corticales, muchas de las cuales son de edad reciente y activas en la actualidad. Algunas de estas estructuras activas han motivado, en los últimos años, extensas investigaciones que preceden al trabajo que se presenta a continuación.

La investigación previa en la Cordillera Bética se ha realizado a diferentes escalas y desde múltiples disciplinas geológicas, en algunas de las cuales se profundizará más adelante en el Capítulo 2 – Marco Geológico. La evolución tectónica durante la Orogenia Alpina y la formación de las unidades tectosedimentarias que conforman la Cordillera Bética han sido objeto de estudios regionales que tomaron impulso desde los años 60 y 70 (e.g., Egeler y Simon, 1969; Loomis, 1975; Torres-Roldán, 1979, entre otros). Buena parte de estos trabajos conducen a diversas interpretaciones y reconstrucciones que abordan la evolución de las Béticas en el marco de la convergencia entre Eurasia y África en el Mediterráneo Occidental durante el Mioceno (e.g., Andrieux et al., 1971; Dewey et al., 1973; García-Hernández et al., 1980; Sanz de Galdeano, 1990). En este sentido, durante la década de los años 80 y principios de los 90, se intensificó el estudio de la génesis, arquitectura estratigráfica y evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas del sector oriental de la Cordillera Bética, que juegan un papel fundamental en los procesos de restricción marina y continentalización experimentados en el Mediterráneo durante el Mioceno Superior (Montenat y Ott d'Estevou, 1990, 1999; Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 1992; Rouchy et al., 1998).

La geometría y evolución de estas cuencas en el Neógeno y Cuaternario está estrechamente ligada con la actividad de importantes zonas de falla con cinemática inversa y de desgarre, de orientaciones fundamentalmente E-O y NE-SO (Bousquet, 1979; Sanz de Galdeano, 1983; Montenat et al., 1987), que cruzan gran parte de la Cordillera Bética y llegan a conectar con fallas de desgarre sinistral NE-SO de la Zona del Rif (Figura 1.1), constituyendo la Zona de Cizalla de Trans-Alborán (De Larouzière et al., 1987). En los últimas dos décadas, buena parte de la investigación en tectónica activa se ha llevado a cabo en la prolongación Bética oriental de este sistema, mediante estudios de carácter local en fallas o segmentos de falla, centrados fundamentalmente en su actividad neotectónica (e.g., Alfaro et al., 2012; Booth-

Rea et al., 2004; Insua-Arévalo et al., 2015; Martín-Banda et al., 2016; Martínez-Díaz et al., 2003; Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012; Masana et al., 2004; Moreno et al., 2015, entre otros). Entre estas estructuras destacan (Figura 1.1): la Falla de Alhama de Murcia (en adelante, nos referiremos a ella como AMF, adoptando sus siglas en inglés), la Falla de Carboneras (CF), la Falla de Palomares (PF), la Falla de Los Tollos (LTF), la Falla de Carrascoy (CAF) y la Falla del Bajo Segura (BSF), que constituyen el Sistema de Fallas de las Béticas Orientales, también conocido formalmente como la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO). Es en este sistema de fallas donde se enmarca el trabajo de investigación de esta Tesis Doctoral.

La región de las Béticas Orientales, si bien presenta una sismicidad actual de carácter moderado a bajo (Figura 1.1), ha experimentado durante los últimos 500 años importantes terremotos con intensidades superiores a I_{EMS} VII. Terremotos como los de Almería (1522), Lorca (1674) y Torrevieja (1829) fueron enormemente dañinos y provocaron la destrucción total o parcial de poblaciones del sureste de España que, en la actualidad, son núcleos con una exposición humana y material considerablemente mayor de lo que eran entonces. Hace una década, en el año 2011, un terremoto de magnitud M_W 5.1, con epicentro cercano a la ciudad de Lorca (Figura 1.2), causó 9 víctimas mortales, numerosos heridos y pérdidas económicas sin precedentes en España debido a los enormes daños materiales producidos, a pesar de la moderada magnitud del evento. Esto puso de manifiesto las consecuencias dramáticas que podría causar un terremoto de mayor magnitud en esta región densamente poblada, y la necesidad de seguir ahondando en el conocimiento de las fallas de las Béticas Orientales y sus implicaciones en la peligrosidad sísmica del SE de España.

En los 10 años posteriores al terremoto de Lorca, la investigación en las diferentes fallas activas y segmentos (o secciones) de falla de las Béticas Orientales ha tomado un gran impulso dirigido a un mayor conocimiento de la cinemática y las tasas de deformación a corto y largo plazo, parámetros que condicionan el reparto de la deformación, así como la frecuencia y severidad de la sismicidad de la región. Al tratarse de una zona de deformación lenta, en ocasiones los procesos externos que modelan el paisaje camuflan las evidencias de actividad tectónica y dificultan su caracterización. Esto ha hecho que buena parte de los datos obtenidos en este sistema se concentren en aquellas fallas o secciones de falla con mayores evidencias de actividad reciente, como las secciones sur de la Falla de Alhama de Murcia o la sección *onshore* de la Falla de Carboneras, donde se han realizado numerosos trabajos de paleosismología y análisis morfotectónicos (e.g., Ferrater et al., 2016, 2017; Martínez-Díaz et al., 2003; Moreno et al., 2015; Ortuño et al., 2012). Por el contrario, otras zonas con escasa expresión geomorfológica han sido consideradas tradicionalmente como secciones de escasa o nula actividad, como es el caso de la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia (Silva et al., 2003), cuyas tasas de deformación estaban poco o nada constreñidas.

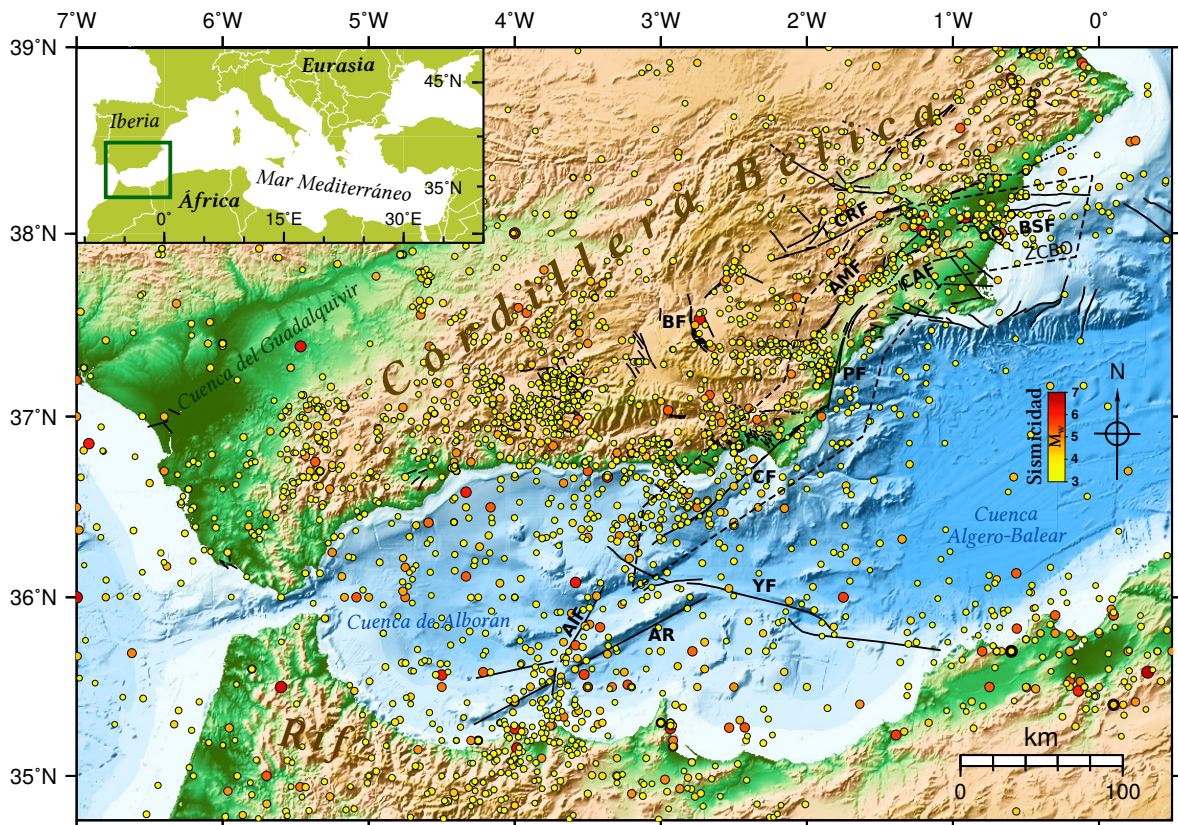


Figura 1.1: Mapa topográfico y batimétrico de la Cordillera Bética y Cordillera del Rif. En el recuadro superior izquierdo se muestra la localización de la Cordillera Bética en el Mediterráneo Occidental. Se representa la sismicidad $M_w \geq 3$ del catálogo homogeneizado a magnitud momento de IGN-UPM (2013) a partir de datos instrumentales y macrosísmicos. Las líneas negras representan las fallas de la QAFI - Quaternary Faults Database of Iberia (IGME, 2015). Dentro de la línea negra discontinua se representa la Zona de Cisalla de las Béticas Orientales (ZCBO). AIF: Falla de Al-Idrisi; AR: Cresta de Alborán; YF: Falla de Yusuf; CF: Falla de Carboneras; PF: Falla de Palomares; BF: Falla de Baza; AMF: Falla de Alhama de Murcia; CAF: Falla de Carrascoy; CRF: Falla de Crevillente; BSF: Falla de Bajo Segura.

Por otro lado, la complejidad geométrica de las fallas, tanto superficial como en profundidad, así como sus zonas de relevo e intersegmento, parecen jugar un papel decisivo en la distribución de la sismicidad en el sistema y en el comportamiento de la rotura cósmica, tal y como evidenció el terremoto M_w 5.1 de Lorca en 2011 (Martínez-Díaz et al., 2012). Muchas de estas zonas de falla presentan una traza compleja, formada ocasionalmente por varias ramas, algunas antitéticas a la falla principal. Una cuestión clave para entender la estructura de un sistema de fallas es saber si estas ramas son de reciente formación y si están conectadas en profundidad con la falla principal, acomodando su movimiento (Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012). La posibilidad de que las diferentes fallas interpretadas en el Sistema de las Béticas Orientales estén conectadas en profundidad despierta importantes interrogantes. Además, en la zona de estudio se desarrolló una tectónica extensional durante el Mioceno (Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Rodríguez-Fernández et al., 2012), previa a la etapa neotectónica, por lo que el estudio de las antiguas estructuras de las que derivan las actuales

fallas heredadas está íntimamente ligado al conocimiento de su geometría en profundidad y los mecanismos de deformación reciente. Hasta el momento, la investigación en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales se ha centrado fundamentalmente en la geometría más somera, gracias a la información disponible, principalmente, a partir de datos estructurales meso- y micro-tectónicos (e.g., Alonso-Henar et al., 2019; Martínez-Díaz, 2002); rasgos morfotectónicos en superficie (e.g., Ferrater et al., 2017; Moreno et al., 2015; Silva et al., 2003); marcadores estratigráficos (Alfaro et al., 2012; Booth-Rea et al., 2004); trincheras paleosísmicas (e.g., Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2018; Ortuño et al., 2012); geofísica somera (Martí et al., 2020), con la excepción de algunas secciones *offshore* donde se ha profundizado unos pocos kilómetros en la corteza mediante sísmica profunda (Moreno et al., 2016; Perea et al., 2012); sondeos (Alonso-Henar et al., 2021, Rodríguez-Escudero, 2017); y, por último, modelos inferidos de la sismicidad (Martínez-Díaz et al., 2012) y los datos geodésicos (Echeverría et al., 2013, 2015). Por consiguiente, explorar la estructura en profundidad de las fallas de las Béticas Orientales suscita un enorme interés y tiene importantes implicaciones en el comportamiento sismotectónico de la región.

Estos interrogantes sobre la estructura y sobre las tasas de deformación en algunas fallas o secciones de falla dificultan el estudio global de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales como un sistema de fallas que pueden interactuar entre sí, tanto a largo plazo (mediante el reparto de la deformación regional fruto de la convergencia entre Eurasia - Nubia) como a corto plazo (en forma de encadenamiento de la rotura cosísmica y por transferencia de esfuerzos entre fallas cercanas). En este sentido, y a raíz de la ocurrencia de algunos eventos singulares asociados a la interacción (estática y/o dinámica) entre fallas próximas, como la secuencia o *cluster* de terremotos destructivos de Amatrice-Norcia (Italia) en 2016 (Improta et al., 2019), o la rotura compleja multi-falla del terremoto de Kaikoura (Nueva Zelanda) también en 2016 (Clark et al., 2017), se ha puesto de manifiesto la necesidad de estudiar el sistema de fallas de las Béticas Orientales desde una perspectiva en conjunto. El breve registro instrumental y la escasa información sismogénica de la que disponemos, tanto histórica como pre-histórica, motiva la búsqueda de alternativas para explorar cómo sería la interacción entre las fallas (en el espacio y en el tiempo) durante y después de eventos cosísmicos destacados, así como interpretar cómo ha evolucionado la acomodación de la deformación en el sistema en función de las complejidades estructurales de las fallas o la orientación de los esfuerzos dominantes. Estos factores influyen en el potencial sismogénico de las principales fallas de las Béticas Orientales y, en última instancia, en la peligrosidad sísmica de la región SE de la Península Ibérica.

1.3 Motivación y objetivos

En esta Tesis Doctoral se abordan algunos de los interrogantes surgidos en la investigación reciente de las fallas activas en las Béticas Orientales. La aproximación a estas cuestiones se ha realizado a diferentes escalas: tanto a escala local, focalizando el análisis en una sección de falla en particular; como a escala regional, evaluando el sistema de fallas al completo. Nótese que a lo largo de esta Tesis se empleará mayoritariamente la denominación clásica de Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) para referirnos a la zona de estudio, si bien, en la Discusión final, nos referiremos a esta región como Sistema de fallas de las Béticas Orientales, indistintamente. Se discutirá más adelante la idoneidad de ambas terminologías. A continuación, se exponen las principales **motivaciones** de esta Tesis Doctoral.

Como se avanzó anteriormente, una de las fallas de mayor expresión y sismicidad asociada de la ZCBO es la Falla de Alhama de Murcia (en adelante, AMF, por sus siglas en inglés), fuente sísmica del terremoto de Lorca del año 2011 (Figura 1.2; Martínez-Díaz et al., 2012). Las secciones situadas al sur (Góñar – Lorca y Lorca – Totana) ofrecen evidencias de actividad reciente que han permitido estimar tasas de deformación y constreñir sus respectivas incertidumbres (Ferrater et al., 2016, 2017; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). Sin embargo, las secciones de su terminación noreste no han sido muy estudiadas hasta ahora y los datos cinemáticos disponibles son muy escasos y sujetos a mucha incertidumbre (Silva et al., 2003). A pesar de no limitar relieves prominentes, la localización de la **sección Alhama de Murcia – Alcantarilla en el extremo norte de la Falla de Alhama de Murcia** (Figura 1.2a) merece especial interés. Por un lado, limita la parte norte de la depresión del Guadalentín paralelamente a otras dos fallas de gran entidad: la Falla de Carrascoy y la Falla de Los Tollos (Figura 1.1). Por otro lado, sobre su traza se ubican núcleos de población de más de 20.000 habitantes, como Alhama de Murcia y Alcantarilla (Figura 1.2a), y a sólo 8 kilómetros de su terminación se localiza la ciudad de Murcia (más de 400.000 habitantes). La principal motivación del estudio de la terminación norte de la AMF es, por tanto, **la estimación de tasas de deformación que permitan evaluar su potencial sismogénico** y compararlo con el resto de secciones de la AMF, con el fin último de lograr un conocimiento lo más completo posible del comportamiento de esta falla activa de la Cordillera Bética Oriental.

En la terminación NE de la AMF, las tasas de deformación están íntimamente ligadas a la relación tecto-sedimentaria entre la falla y el sector occidental de la cuenca neógena de Fortuna (Montenat, 1973; Montenat et al., 1990) y, por ende, a su evolución tectónica y a su estructura profunda. Tras la fase extensional, al final del Mioceno se produjo una inversión tectónica (Martínez-Díaz, 1998; Montenat, 1973; Montenat et al., 1987) que generó la deformación de los depósitos sedimentarios miocenos en el margen suroccidental de la cuenca (Loiseau et al., 1990), al mismo tiempo que ejerció un control tectónico sobre la formación de

depósitos posteriores (Krijgsman et al., 2006; Meijninger y Vissers, 2006). Caracterizar estas estructuras permitiría reconstruir parcialmente la historia geológica de las secciones situadas al norte de la AMF y su entorno tecto-sedimentario, explorar su **geometría tridimensional en profundidad** y, por último, estimar parámetros sísmicos útiles para caracterizar la peligrosidad sísmica de esta zona. Conocer el comportamiento de todas las secciones de la AMF es fundamental para entender el posible reparto de la deformación con otras fallas de la ZCBO, ya que para evaluar las **posibles interacciones entre las fallas de un sistema** en función de su compatibilidad cinemática y la transferencia de esfuerzos, es necesario conocer e integrar todas las propiedades que definen su geometría, cinemática, comportamiento friccional y tasas de deformación.

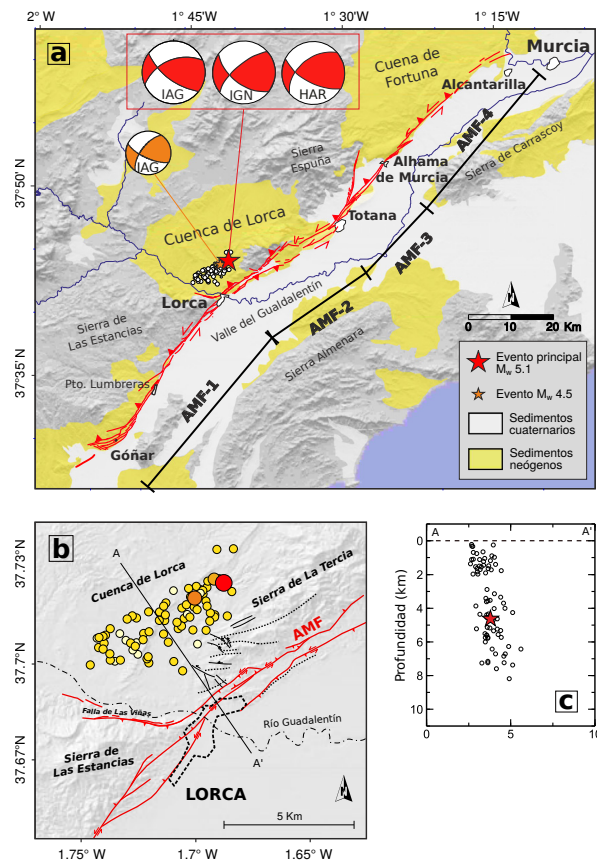


Figura 1.2: Serie sísmica del terremoto de Lorca del año 2011. a) Mapa de localización de la Falla de Alhama de Murcia (en rojo) y sus secciones: Góñar-Lorca (AMF-1), Lorca-Totana (AMF-2), Totana-Alhama de Murcia (AMF-3), y Alhama de Murcia-Alcantarilla (AMF-4). Las estrellas y los círculos representan los eventos principales y las réplicas de la serie sísmica tomados de la relocalización de Lopez-Comino et al. (2012). Se muestran los mecanismos focales del evento previo M_W 4.5 (en naranja) y del evento principal M_W 5.1 (en rojo) tomados del IAG: Instituto Andaluz de Geofísica; IGN: Instituto Geográfico Nacional; y HAR: Global CMT, antiguo catálogo de Harvard University. b) Mapa estructural en detalle del área epicentral del terremoto de Lorca, modificado de Martínez-Díaz et al. (2012). c) Sección A-A' transversal a la AMF, en la que se representa la profundidad hipocentral de las réplicas (círculos negros; de López-Comino et al., 2012) y el terremoto principal (estrella roja) de la serie sísmica. Basado en Martínez-Díaz et al. (2012).

En un sistema de fallas de deformación lenta y moderada-baja sismicidad como el de las Béticas Orientales, la estimación de la peligrosidad sísmica no sólo tiene que lidiar con la complejidad de la segmentación de las fallas y las incertidumbres derivadas de la caracterización de fuentes sismogénicas, sino también con la escasez de los datos de sismicidad. Se dispone de registros de terremotos instrumentales solo desde los comienzos del siglo XX, y éstos no fueron del todo fiables hasta pasadas varias décadas. El mayor evento instrumental registrado de forma precisa en las Béticas Orientales fue el terremoto de Lorca del año 2011 (Figura 1.2), con magnitud M_W 5.1 e intensidad macrosísmica I_{EMS} VII. No obstante, desde el siglo XV, se han descrito hasta 10 terremotos con intensidad $I_{EMS} > VIII$, lo que implicaría posiblemente magnitudes $M_W \geq 6.0$, según las estimaciones realizadas por el grupo IGN-UPM (2013) en el proceso de elaboración del catálogo refinado y homogeneizado de la Actualización del Mapa de Peligrosidad Sísmica de España. Entre esos grandes eventos, destacan los terremotos de Vera en 1518 (I_{EMS} VIII-IX), Alhama de Almería en 1522 (I_{EMS} VIII), Lorca en 1674 (I_{EMS} VIII) y Torreveja en 1829 (I_{EMS} VIII-IX). La investigación paleosismológica ha aportado evidencias de paleoterremotos a partir del Pleistoceno en algunas fallas de la ZCBO, cuyas recurrencias oscilan entre los mil y las decenas de miles de años. Por tanto, **el catálogo histórico cubre un limitado periodo de tiempo comparado con estos largos intervalos temporales entre grandes paleoeventos.**

La ausencia de terremotos de gran magnitud en el catálogo instrumental y la falta de información acerca de los posibles comportamientos de la rotura sísmica en cada una de las fuentes sismogénicas dificultan la estimación de la localización, frecuencia e intensidad del movimiento del suelo en las evaluaciones de peligrosidad sísmica de la ZCBO. Como se ha mencionado, la **rotura conjunta de varias secciones de falla** en un solo evento, e incluso de diferentes fallas, es de enorme interés entre la comunidad científica y, por supuesto, suscita importantes interrogantes sobre la posibilidad de que se produzcan en la ZCBO, con la consiguiente implicación en las evaluaciones de peligrosidad.

Incluso considerando las grandes incertidumbres en torno a las magnitudes de los terremotos históricos y que sus intensidades puedan estar sobrestimadas, es evidente que la intensidad de la sismicidad en las Béticas Orientales durante el último siglo es, en general, baja en comparación con la acaecida en los siglos anteriores. Esto ha contribuido a minusvalorar el potencial sísmico de la región, tanto por parte de la ciudadanía como por las administraciones. Aunque las devastadoras consecuencias del terremoto de Lorca de 2011 pusieron el énfasis sobre la capacidad de estas fallas de generar terremotos moderados, las evidencias geológicas pre-históricas de grandes terremotos nos alertan de que hay que seguir sumando esfuerzos para lograr **estimaciones de la peligrosidad sísmica** real a largo plazo en esta región, que se puedan traducir en planes de prevención eficaces.

Siendo éstas las principales cuestiones a abordar, se exponen a continuación los **objetivos de la investigación**:

1. **Interpretación de las estructuras en profundidad de la zona de falla del extremo NE de la Falla de Alhama de Murcia y su relación tecto-sedimentaria con el sector suroccidental de la Cuenca de Fortuna.** Para este objetivo, se realizará una cartografía geológico-estructural de la zona de estudio, además de contar con datos de sismica de reflexión y sondeos de uso público, que serán interpretados y digitalizados para su integración con otros datos de campo.
2. **Modelización tridimensional de la arquitectura estratigráfica de la Cuenca de Fortuna, de la sección norte de la Falla de Alhama de Murcia y de otras estructuras de la cuenca y de la Depresión del Guadalentín.** El objetivo último es reconstruir parcialmente la historia geológica de las secciones situadas al norte de la Falla de Alhama de Murcia y su entorno tecto-sedimentario, así como explorar su geometría tridimensional en profundidad. El modelo geológico 3D integrará, además de los perfiles de sismica, datos estructurales tomados en el campo, cartografía, modelos digitales del terreno y datos de sondeos.
3. **Estimación de tasas de deformación a largo plazo de la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia (sección Alhama de Murcia – Alcantarilla).** Se realizará una restitución estructural de cortes geológicos transversales a las estructuras para la estimación del salto, la asignación de rangos de edad de las unidades interpretadas y un análisis de incertidumbres. Para la obtención de tasas de deslizamiento neto, se estimarán previamente las componentes vertical, lateral y de acortamiento mediante la combinación de métodos cinemáticos y otros datos sismotectónicos y geodésicos conocidos de la zona de estudio.
4. **Integración de las tasas de deformación a largo plazo y otras propiedades geométricas, cinemáticas y friccionales de las principales fallas en un modelo 3D de la ZCBO.** Se realizará una revisión bibliográfica exhaustiva para recopilar datos procedentes de publicaciones previas sobre las fallas de la región.
5. **Análisis del potencial sismogénico de las fallas de la ZCBO, la frecuencia de eventos, las magnitudes máximas y la variabilidad espacio-temporal de la sismicidad en el sistema de fallas.** Para ello, se generarán catálogos de terremotos sintéticos realistas mediante la simulación cuasi-dinámica de ciclos sísmicos de larga

duración basados en la física de las interacciones de esfuerzos y las propiedades friccionales de las fuentes sismogénicas de la ZCBO. Estas simulaciones, ejecutadas mediante el código RSQSim (Richards-Dinger y Dieterich, 2012), reproducen los procesos que controlan la nucleación y propagación de la rotura sísmica, basándose en las ecuaciones de fricción *rate-and-state* (dependientes de la tasa y estado).

6. **Examinar la extensión de las roturas cosísmicas en las fuentes sismogénicas de la ZCBO, evaluando el potencial de transmitir la rotura entre secciones de fallas y/o entre las fallas del sistema.** Se valorarán los factores que intervienen en la ocurrencia de roturas complejas y en la agrupación espacio-temporal de la sismicidad, especialmente, la geometría y cinemática de las fallas donde se nuclean, las magnitudes que alcanzan y las recurrencias de eventos de este tipo en la ZCBO.

7. **Implicación de la sismicidad sintética a largo plazo en el estudio de la amenaza sísmica en la región de las Béticas Orientales.** Se estimará la intensidad del movimiento del suelo (en términos de aceleración pico máxima, PGA) asociada a los escenarios más desfavorables estimados en la ZCBO mediante las simulaciones, desde una aproximación determinista. En este sentido, se valorará la implicación del tipo de suelo geotécnico en las posibles aceleraciones alcanzadas durante los terremotos máximos del catálogo sintético.

1.4 Estructura de la Tesis Doctoral

Esta Tesis Doctoral se estructura en Capítulos, donde se exponen los trabajos de investigación predoctoral llevados a cabo. Los Capítulos 3, 4 y 5 se corresponden con dos **trabajos publicados en revistas internacionales indexadas**, habiendo pasado previamente por revisiones por pares. A continuación, se describe la estructura y contenido de los Capítulos.

En el **Capítulo 2 – Marco Geológico** se hace una síntesis del marco geológico, geodinámico y sismotectónico de la zona de estudio. Primero, se explica el contexto geodinámico del Mediterráneo Occidental durante el Neógeno, que llevó a la formación de la Cordillera Bética, focalizando especialmente en las Zonas Internas. A continuación, se describe la evolución tectónica de las Béticas Orientales desde el Mioceno Medio hasta la actualidad, los principales rasgos estructurales del sistema de fallas de las Béticas Orientales y las características de la sismicidad en la región. Con este Capítulo se presente brindar una explicación general del entorno geológico-tectónico de la zona de estudio, mientras que en los sucesivos Capítulos de esta Tesis se describirá el marco geológico de una manera más local, centrándose en la génesis y la estratigrafía de una cuenca sedimentaria en particular, o en la estructura y tasas de deformación de una falla específica de la ZCBO, por mencionar algunos ejemplos.

En el **Capítulo 3 – Análisis estructural de la sección NE de la Falla de Alhama de Murcia: inversión tectónica y estructura profunda**, se lleva a cabo una interpretación estructural del sector Mula-Archena de la cuenca miocena de Fortuna, limitada por el segmento Alhama de Murcia – Alcantarilla de la Falla de Alhama de Murcia. Para ello, se han empleado múltiples perfiles de sísmica de reflexión y datos procedentes de sondeos, así como datos estructurales de campo, lo que ha permitido interpretar las principales unidades litoestratigráficas y numerosas estructuras, y construir un modelo geológico 3D de la zona. A continuación, se han examinado las implicaciones de la interpretación sísmica en la geometría de esta sección de la falla, proponiendo un modelo de reactivación transpresiva compatible con los rasgos estructurales interpretados.

El **Capítulo 4 – Distribución de la tasa de deslizamiento reciente en la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia** se dedica a la estimación de la tasa de deslizamiento correspondiente a la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla de la Falla de Alhama de Murcia. La metodología empleada consiste en la restitución secuencial de cortes geológicos transversales derivados de la interpretación de la estructura y marcadores estratigráficos a partir de los datos geofísicos analizados en el Capítulo 3. A partir de las restituciones, realizadas aplicando algoritmos de modelos geométricos implementados en el software *MoveTM*, se estiman saltos verticales y el acortamiento (con sus respectivas incertidumbres) en varios perfiles, evaluando la distribución de la deformación a lo largo del segmento. La discusión de este Capítulo sobre las edades de los marcadores estratigráficos es

un aspecto clave en la estimación de las tasas resultantes de cada una de las componentes del deslizamiento. Finalmente, se discuten las resultantes tasas de deslizamiento neto estimadas en la terminación noreste de Falla de Alhama, junto con datos geodésicos del valle del Guadalentín y otros modelos estructurales.

Los resultados de los **Capítulos 3 y 4** se recogen en el artículo de la revista *Tectonics*, titulado **“Neogene basin inversion and recent slip rate distribution of the northern termination of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain)”**, de Paula Herrero-Barbero (UCM), José A. Álvarez-Gómez (UCM), José J. Martínez-Díaz (UCM, IGEO) y Juan Klimowitz (GESSAL), publicado en Mayo de 2020 (*Tectonics*, 39, e2019TC005750. <https://doi.org/10.1029/2019TC005750>).

En el **Capítulo 5 – Simulaciones de sismicidad sintética en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales**, se muestran las simulaciones de terremotos sintéticos de 100 ka de duración realizadas mediante el código cuasi-dinámico RSQSim sobre un modelo de las principales fuentes sismogénicas de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales. El modelo integra la geometría de las fallas, tasas de deformación a largo plazo, rasgos cinemáticos (cabeceos), y propiedades friccionales basados en la ley de fricción dependiente de la tasa y estado (*‘rate- and state-dependent friction’*). De acuerdo con los resultados con mejor ajuste, se analizan las magnitudes obtenidas y sus respectivas tasas de frecuencia anual, tanto del sistema como en cada una de las fallas. Se discuten diversos aspectos que atañen a la actividad espacio-temporal de la sismicidad a lo largo de sucesivos ciclos sísmicos, como los tiempos inter-evento en cada falla y la ocurrencia de *clusters* de eventos. Finalmente, se analiza la extensión de las roturas multi-sección y multi-falla en la simulación, las magnitudes alcanzadas y la recurrencia de eventos complejos de este tipo, además de discutir los factores que los condicionan en el sistema de fallas de las Béticas Orientales.

Los resultados del **Capítulo 5** se han publicado en un artículo de la revista *JGR: Solid Earth*, titulado **“Physics-based earthquake simulations in slow-moving faults: a case study from the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula)”**, por Paula Herrero-Barbero (UCM), José A. Álvarez-Gómez (UCM), Charles Williams (GNS), Pilar Villamor (GNS), Juan M. Insua-Arévalo (UCM), Jorge Alonso-Henar (UCM) y José J. Martínez-Díaz (UCM, IGEO). Este artículo fue publicado en Abril de 2021 (*Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, e2020JB021133. <https://doi.org/10.1029/2020JB021133>).

El **Capítulo 6 – Análisis determinista de la peligrosidad sísmica en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales a partir de la sismicidad sintética a largo plazo**, trata sobre las implicaciones de los resultados descritos en anteriores Capítulos en la amenaza sísmica de la región de las Béticas Orientales. La investigación consiste en estimar escenarios de intensidad del movimiento del suelo (en términos de aceleración pico máxima,

PGA) asociados a los terremotos máximos de cada fuente sísmica modelizada, así como de las magnitudes con una determinada probabilidad de excedencia en un tiempo de exposición t . Para ello, a la aplicación de un modelo de atenuación, se añade una caracterización geotécnica de los distintos suelos de la región de estudio que pueden influir en la respuesta sísmica por el efecto de la amplificación de las ondas. En este Capítulo se analizarán las implicaciones del modelo geométrico de las fallas y las grandes magnitudes simuladas sobre las aceleraciones alcanzadas, y las zonas más susceptibles de alcanzar máximas aceleraciones, por cercanía a la fuente y/o por el posible ‘efecto suelo’, prestando especial atención en la incidencia sobre los principales núcleos urbanos de la región de las Béticas Orientales.

En el **Capítulo 7 – Discusión integrada y perspectivas futuras** se recogen las principales cuestiones discutidas en cada uno de los Capítulos de la Tesis de una manera conjunta. Se abordan las principales limitaciones y ventajas de las metodologías escogidas, así como las tasas de deformación a largo plazo estimadas en comparación con las tasas del resto de fallas de las Béticas Orientales. También se discuten las implicaciones de la estructura tridimensional de las fallas evaluadas y las diferentes interpretaciones sobre la manera en que las fallas de este sistema interactúan entre sí, tanto en el largo como en el corto plazo, lo que atañe al comportamiento de la rotura y a la carga y liberación de esfuerzos a consecuencia de un terremoto. Se discute la evolución espacio-temporal de la sismicidad en el largo plazo con respecto a los catálogos sísmicos reales que se emplean para evaluaciones de peligrosidad. Todos estos temas tratados en la Tesis Doctoral dejan, inevitablemente, numerosas cuestiones abiertas que motivan futuras investigaciones o formas alternativas de abordarlas. Al final de este Capítulo se exponen algunas posibles líneas de investigación futuras que podrían mejorar o extender el trabajo realizado en esta investigación predoctoral.

Por último, en el **Capítulo 8 – Conclusiones finales** y **Capítulo 9 – Conclusions**, se enumeran las principales conclusiones de esta Tesis Doctoral. Algunas tablas, listados de datos y figuras que complementan el trabajo de investigación se exponen en el **Capítulo de Anexos**.

1.5 Software y licencias empleadas

Las tareas realizadas en esta Tesis Doctoral han requerido la utilización de software específico y algunas licencias de software. Para la modelización de los modelos 3D construidos en esta investigación, tanto de la subcuenca de Mula-Archena como de todo el Sistema de fallas de las Béticas Orientales, se han empleado los software de modelización **Move**TM (*Petroleum Experts Ltd.*) y **Trelis** (*Coreform*). Para el primero, se ha contado con una licencia académica cedida inicialmente por *Midland Valley* para el Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología (UCM); y para el segundo, con una licencia perteneciente al GNS Science de Nueva Zelanda. **Move**TM se ha empleado también para la restitución de perfiles geológicos y el análisis de desplazamiento vertical mediante los métodos cinemáticos 2D y 3D implementados en el programa. Para la interpretación de los perfiles y otros datos de sismica, además de **Move**TM, se ha utilizado el software **Petrel** (*Schlumberger*TM) gracias a una licencia de GESSAL y una licencia académica otorgada a la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM). El código cuasi-dinámico **RSQSim** (Richards-Dinger y Dieterich, 2012) forma parte de un proyecto en continuo desarrollo, y el acceso al repositorio ha sido cedido por los autores al GNS Science de Nueva Zelanda, donde se llevó a cabo una estancia de investigación en el marco de esta Tesis Doctoral.

En esta Tesis Doctoral, se ha empleado también software libre gratuito y de código abierto, que es fruto del trabajo desinteresado de muchas personas por todo el mundo. Entre el software específico de código abierto, destacamos: **Coulomb 3.4** (Toda et al., 2005; Lin y Stein, 2004), para la realización de los escenarios de variación de esfuerzos de Coulomb; y **ZMAP** (Wiemer, 2001; <https://github.com/CelsoReyes/zmap7>), para el análisis, filtrado y *declustering* de los catálogos de terremotos sintéticos. El primer paquete de software requiere su uso en MATLAB (MathWorks) y el segundo está basado en JAVA, para lo que se cuenta con sendas licencias académicas de la UCM. Para la realización de figuras (gráficos, mapas y reproducciones 3D) se han utilizado los paquetes de código abierto **QGIS** (<https://www.qgis.org/>), **Inkscape** (*The Inkscape Project*, <https://inkscape.org/>), **R** (<https://www.r-project.org/>) y **GMT** (Wessel et al., 2013; <https://www.generic-mapping-tools.org/>). Éste último se ha empleado también para los cálculos y la generación de la mayor parte de los escenarios deterministas de PGA, salvo los que se han realizado con **OpenSHA** (*Open-Source Seismic Hazard Analysis*; Field, Jordan y Cornell, 2003; <https://opensha.org/>). Por último, la redacción de esta Tesis se ha llevado a cabo mediante una distribución de **L^AT_EX** (*LaTeX3 Project*, <https://www.latex-project.org/>) y el editor **TeXstudio** (<https://www.texstudio.org/>).

Capítulo 2

Marco geológico

2.1 Contexto tectónico de la Cordillera Bética: dominios estructurales y cuencas neógenas.

La Cordillera Bética (SE de la Península Ibérica) constituye, junto a la Cordillera del Rif al norte de África, el sector más occidental del cinturón orogénico Alpino a lo largo de la Región Mediterránea (Figura 1.1). Se pueden diferenciar dos dominios principales: al norte, las Zonas Externas y, al sur, las Zonas Internas (Figura 2.1). Las Zonas Externas se corresponden con materiales mesozoicos y terciarios ubicados en el paleomargen del sur de Iberia en la Cordillera Bética y en el margen norteafricano de la zona del Rif. En la Cordillera Bética, las Zonas Externas se subdividen en el Prebético, situado al norte; y el Subbético, que representa la parte más distal del margen sudibérico (García-Hernández et al., 1980). Las Zonas Internas, también conocidas clásicamente como Dominio de Alborán (e.g., Balanyá y García-Dueñas, 1987), están compuestas por rocas del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno, que se desarrollaron en mantos de cabalgamiento durante la orogenia Alpina, formando un apilamiento de complejos tectónicos (Egeler y Simon, 1969). Se distinguen tres complejos tecto-sedimentarios: el Nevado-Filábride, el Alpujárride y el Maláguide (Figura 2.1). Los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride están formados por sucesiones del Paleozoico y Triásico, sometidos a un metamorfismo de alta presión (Azañón y Goffé, 1997); mientras que las rocas del complejo Maláguide se caracterizan por un metamorfismo de menor grado.

En las zonas deprimidas situadas entre las sierras compuestas por materiales de basamento de las Zonas Internas, se disponen numerosas cuencas intramontañosas rellenas de sedimentos del Neógeno y Cuaternario (Figura 2.1). Estas cuencas se desarrollaron en un contexto regional de adelgazamiento cortical y exhumación entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio (e.g., Rodríguez-Fernández et al., 2012). En este sentido, numerosos trabajos describen la existencia de una tectónica distensiva en las Zonas Internas de la Cordillera Bética en, al menos, dos etapas durante el Mioceno, asociadas a zonas de fallas de bajo ángulo o *detachments*

(e.g., Aldaya et al., 1991; García-Dueñas et al., 1992; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; Martínez-Martínez y Azañón, 1997). El episodio extensional más significativo se habría producido en torno al Serravaliense-Tortonense, contribuyendo a la exhumación de las unidades tecto-metamórficas más profundas (Balanyá y García-Dueñas, 1987; Booth-Rea, Azañón y García-Dueñas, 2004; Do Couto et al., 2016; García-Dueñas et al., 1992; Vissers et al., 1995; entre otros). No obstante, otros trabajos sugieren también evidencias importantes de actividad transcurrente desde el Mioceno Inferior-Medio, razón por la cual muchas de las cuencas neógenas han sido inicialmente interpretadas como resultado de un mecanismo de subsidencia desencadenada por la actividad de grandes fallas activas de desgarre (Cloethingh et al., 1992; De Larouzière et al., 1988; Montenat et al., 1987; Montenat and Ott d'Estevou, 1999).

En las Zonas Internas, el episodio extensional finaliza definitivamente en el Mioceno Superior, cuando el campo de esfuerzos compresivo pasa a ser dominante, caracterizándose por un acortamiento horizontal NNO-SSE (Sanz de Galdeano, 1990). Este cambio del dominio

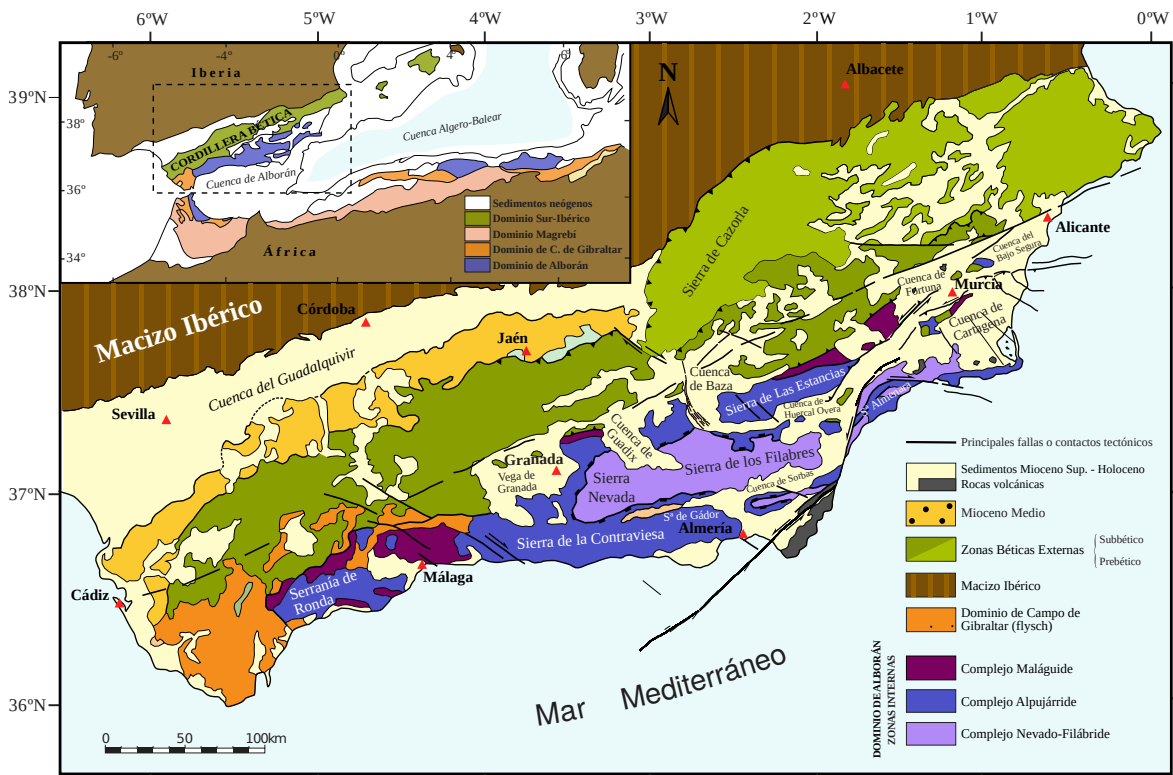


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética. Basado en las cartografías de Rodríguez-Fernández et al. (2012) y Sanz de Galdeano y Garrido (2016). Se muestran los diferentes dominios que constituyen las Béticas y se nombran las principales sierras y cuencas intramontañosas. En el recuadro de la esquina superior izquierda se muestra la situación de las Béticas en el Mediterráneo Occidental. Las estructuras más importantes, simplificadas, se representan en color negro. Los triángulos rojos representan las ciudades más importante de la región.

tectónico produjo las principales antiformas de tendencia E-O que constituyen las actuales cadenas montañosas de la región (p.ej., Sierra Nevada y la Sierra de Los Filabres; Figura 2.1), y la inversión de las cuencas sedimentarias neógenas (Martínez-Díaz, 1998; Montenat, 1973; Montenat et al., 1987) a favor de zonas de falla reactivadas (fundamentalmente, fallas oblicuas con desgarre sinistral dominante) o de nueva formación, con orientaciones NE-SO, principalmente (Bousquet, 1979; Montenat et al., 1987).

Por lo tanto, de todos estos trabajos se deduce la compleja coexistencia de una tectónica compresiva y distensiva durante buena parte del Mioceno. En el Capítulo 3 de esta Tesis Doctoral se abordarán con más detalle los diferentes modelos e interpretaciones previos en torno a la formación de las cuencas neógenas en este contexto geodinámico.

2.1.1 Evolución tectónica en las Béticas Orientales a partir del Mioceno Superior.

El campo de esfuerzos regional en la actualidad está dominado por un acortamiento de dirección NNO-SSE que parece ser activo desde el Mioceno Superior (Sanz de Galdeano, 1990), siendo resultante de la convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia. Según evidencian diversas investigaciones geodésicas, como Calais et al. (2003) y Reilinger and McClusky (2011), el movimiento entre estas placas parece haber experimentado episodios de rotación en su dirección en los últimos 11 a 3 Ma a lo largo de la zona de colisión del Mediterráneo, resultando en una convergencia cada vez más lenta y oblicua (NO-SE). Este escenario es compatible con las observaciones geológicas en relación a la cinemática de algunas fallas importantes de la región (Martínez-Díaz, 2002). Los datos geodésicos, geofísicos y sismológicos muestran una tasa de convergencia actual de alrededor de 4-6 mm/a (Argus et al., 1989; Fernandes et al., 2007; Koulali et al., 2011; Nocquet, 2012; Serpelloni et al., 2007), cuyo acortamiento se absorbería de manera desigual en las múltiples estructuras de la región.

La deformación bajo este campo de esfuerzos generó un cambio de cinemática en la mayoría de los sistemas de fracturación previos en las Béticas (Sanz de Galdeano, 1990; Martínez-Díaz, 1998) e indujo plegamientos de gran amplitud y dirección aproximada ENE-OSO, que contribuyen a conformar el relieve de tipo *'basin and range'* típico de las Zonas Internas de las Béticas en la actualidad. Así se formaron las principales sierras de basamento de la Cordillera Bética, como Sierra Nevada y la Sierra de los Filabres (Figura 2.1), y se activaron surcos de sedimentación controlados por la actividad de las fallas que limitan las sierras. La nueva dirección de acortamiento regional generó (o reactivó) fallas de alto ángulo de dirección predominante NE-SO (Figuras 1.1 y 2.1), cuya cinemática a partir del inicio de esta etapa neotectónica es, fundamentalmente, de desgarre sinistral (Bousquet, 1979; Montenat et al. 1987; Sanz de Galdeano, 1990; entre otros). Algunas grandes zonas de falla de la región poseen una importante componente de deslizamiento inverso (Martínez-Díaz, 1998;

Meijninger, 2006; Silva, 1994) o se comportan completamente como fallas inversas (Alfaro et al., 2012; Montenat, 1977; Taboada et al., 1993), con dirección más E-O.

Buena parte de estas estructuras cruzan la parte oriental de la Cordillera Bética, desde el NE (Alicante) al SO (Almería), a lo largo de más de 250 km (Figura 2.2). Se prolongan a través de la cuenca de Alborán y conectan con fallas extensionales y transtensionales del norte de África, como las fallas de Bokkoya y Trougout (Lafosse et al., 2017), la falla de desgarre sinistral de Al-Idrisi, y otros sistemas de fallas conjugadas al oeste de la cresta de Alborán (Martínez-García et al., 2013). En conjunto, las estructuras de este corredor NE-SO predominantemente transcurrente conforman lo que se ha definido como Zona de Cizalla de Trans-Alborán, descrita por primera vez por De Larouzière et al. (1988).

La parte Bética de este corredor, al NE y mayoritariamente continental, se ha definido comúnmente como la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO; Bousquet, 1979; De Larouzière et al., 1988). Este sistema de fallas presenta numerosas estructuras activas de diverso tamaño (Figura 2.2), por encima de las cuales destacan, tanto por su expresión morfológica como por su actividad sísmica, las siguientes zonas de falla (de sur a norte): la Falla de Carboneras (ver referencias en, e.g., Moreno et al., 2015), la Falla de Palomares (ver e.g., Booth-Rea et al., 2004), la Falla de Alhama de Murcia (ver e.g., Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012), la Falla de Los Tollos (e.g., Insúa-Arévalo et al., 2015), la Falla de Carrascoy (ver e.g., Martín-Banda et al., 2016), y la Falla del Bajo Segura (e.g., Alfaro et al., 2012). Una buena parte de la sismicidad histórica e instrumental de las Béticas se concentra en este sistema de fallas (Figura 1.1), incluyendo el terremoto de magnitud M_W 5.1 ocurrido en Lorca (Murcia) en 2011 (López-Comino et al., 2012; Martínez-Díaz et al., 2012), que resultó muy dañino a pesar de su moderada magnitud. La investigación de esta Tesis Doctoral se centra, por un lado, en una de las fallas más importantes de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales: la Falla de Alhama de Murcia (AMF); y por otro lado, en el sistema de fallas en su conjunto, considerando todas las grandes estructuras mencionadas. En el siguiente apartado se describirán los principales rasgos estructurales y cinemáticos que caracterizan las fallas más importantes del sistema de las Béticas Orientales.

Para terminar, la génesis y la evolución de las cuencas neógenas Béticas son coetáneas a episodios de vulcanismo durante el Mioceno y Plioceno (Figura 2.2). Algunos autores relacionan estrechamente el magmatismo neógeno en las Béticas con la actividad de las estructuras corticales de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán y la evolución de las cuencas (Bellon et al., 1983; De Larouzière et al., 1988; Hernández et al., 1987; Montenat, 1973). En el mar de Alborán, volcanes e intrusiones extintas forman la mayoría de los altos batimétricos, datándose en el Mioceno Superior (e.g., Duggen et al., 2004). En las zonas orientales de las Béticas, las formaciones volcánicas más recientes datan del final del Plioceno e inicio del Cuaternario, situadas en Mazarrón y Campo de Cartagena (Bellon et al., 1983). Según Hernández et al.

(1987), se reconocen varios tipos de vulcanismo: secuencias riolíticas del Burdigaliense muy localizadas al noreste de Málaga; vulcanismo calco-alcalino de edad Languiense-Tortoniense en Cabo de Gata (Almería); afloramientos peraluminicos en la zona de Mazarrón; lamproítas, de edad Messiniense, repartidas entre las cuencas de Vera, Mazarrón y Fortuna; y, finalmente, basaltos alcalinos, principalmente situados en el Campo de Cartagena.

2.2 La Zona de Cizalla de las Béticas Orientales

La investigación de esta Tesis Doctoral se enmarca en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales, si bien se la conoce tradicionalmente como Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO). A lo largo de esta Tesis se emplearán ambas denominaciones para contextualizar con los antecedentes de investigación en esta región, pero si nos ceñimos estrictamente a su ambiente de deformación, haremos referencia siempre a un dominio frágil de la corteza.

Como se ha explicado anteriormente en este Capítulo, se trata de una zona de deformación activa que constituye la prolongación de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán (De Larouzière et al., 1988) en la Cordillera Bética Oriental (Dominio de Alborán). Principalmente, está formada por fallas de desgarre sinistral, algunas de las cuales acomodan también deslizamiento vertical, en mayor o menor medida. El periodo compresivo neotectónico comenzó al final del Neógeno, acomodando la convergencia entre las placas de Eurasia y Nubia. La ZCBO podría estar absorbiendo hasta un 31 % del acortamiento resultante (Masana et al., 2004). Análisis geodésicos y modelos de deformación a partir de datos GNSS regionales (Figura 2.2) sugieren tasas de deslizamiento horizontal de 1.5 ± 0.3 mm/a en el sector central de la ZCBO (Echeverría et al., 2013), mientras que en el extremo noreste de la ZCBO, las redes GPS arrojan unas tasas de deformación de 0.6 ± 0.2 mm/a (Borque et al., 2019).

2.2.1 Sismotectónica

En cuanto a la sismicidad en la ZCBO, debemos diferenciar claramente entre la etapa instrumental y la pre-instrumental. La sismicidad instrumental (posterior a 1923 A.D.) en las Béticas Orientales es moderada a baja, con magnitudes inferiores a M_W 5.5 (García-Mayordomo et al., 2007; IGN, 2021; Rodríguez-Escudero et al., 2014). El terremoto reciente de mayor magnitud y, desde luego, el que más información sismotectónica precisa ha suministrado, es el terremoto de Lorca del año 2011 (Figura 1.2). Este evento alcanzó una magnitud M_W 5.1 (Cabañas-Rodríguez et al., 2011; López-Comino et al., 2012), y fue precedido por un terremoto M_W 4.5 unas horas antes. El evento principal generó una intensidad I_{EMS} VII y alcanzó una aceleración pico máxima de 0.36 g, provocando víctimas y significativas pérdidas económicas. La fuente sísmica de este terremoto se ha interpretado como una de las fallas de

la ZCBO: la Falla de Alhama de Murcia (AMF), según Martínez-Díaz et al. (2012) y Vissers y Meijninger (2011).

En los últimos 50 años, se han producido además otras series sísmicas de moderada magnitud en la ZCBO: Lorca 1977 (M_W 4.2); Adra 1993-1994 (M_W 5.0); Bullas 2002 (M_W 5.0); y La Paca 2005 (M_W 4.8). Según el Catálogo Sísmico Español (IGN, 2021), estos eventos no excedieron valores de intensidad de I_{EMS} VII. La mayoría de estos terremotos se han interpretado como resultado de la actividad de fallas de menor tamaño repartidas por los bloques que limitan las grandes fallas NE-SO de la ZCBO (García-Mayordomo, 2005; Rodríguez-Escudero et al., 2014).

El catálogo histórico, por el contrario, sí muestra evidencias de terremotos muy destructivos (Figura 1.1) con intensidades I_{EMS} superiores a VII desde el siglo XV, y que excedieron una magnitud M_W 5.5, según las estimaciones del catálogo sísmico refinado y homogeneizado a magnitud momento por IGN-UPM (2013). De algunos de ellos, se han discutido probables evidencias que los asocian con zonas activas de falla de la ZCBO, como por ejemplo: el terremoto de Alhama de Almería en 1522, de intensidad I_{EMS} VIII-IX (Reicherter y Hübscher, 2007); el terremoto de Lorca del año 1674, de intensidad I_{EMS} VIII (Martínez-Díaz et al., 2018); y el terremoto de Torrevieja de 1829, con la mayor intensidad estimada en la región: I_{EMS} IX-X (García-Mayordomo et al., 2006; Alfaro et al., 2001). Aún considerando la incertidumbre y posible sobrestimación de las intensidades de estos terremotos, el registro sísmico histórico en las Béticas Orientales evidencia un potencial sismogénico mayor de lo demostrado por esta zona de falla en el último siglo.

Asimismo, la investigación paleosismológica ha permitido analizar la actividad pre-histórica de las principales fallas de la ZCBO (e.g., Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012; Insúa-Arévalo et al., 2015; Martín-Banda et al., 2016; Ferrater et al., 2017; entre otros). En los citados estudios, se han identificado y datado paleo-terremotos con roturas en superficie, algunos de las cuales podrían evidenciar magnitudes superiores a $M_W > 6.0$, lo que ha permitido estimar además intervalos medios de recurrencia (de unos pocos miles a varias decenas de miles de años, según la falla) y tasas de deslizamiento en las secciones de falla donde se han realizado dichas investigaciones.

2.2.2 Principales zonas de falla de la ZCBO: estructura, cinemática, tasas de deformación y sismicidad.

Por la extensa y compleja expresión morfológica de la traza en superficie, el relieve levantado del bloque de techo, el posible afloramiento de rocas de falla y la sismicidad asociada, en esta Tesis Doctoral se consideran como fallas activas principales de la ZCBO: la zona de falla de Alhama de Murcia, la zona de falla de Carboneras, la zona de falla de Palomares, la zona

de falla de Los Tollos, la zona de falla de Carrascoy, y la zona de falla del Bajo Segura. A continuación, se describen brevemente las principales características estructurales y la actividad cuaternaria de estas fuentes sismogénicas de las Béticas Orientales.

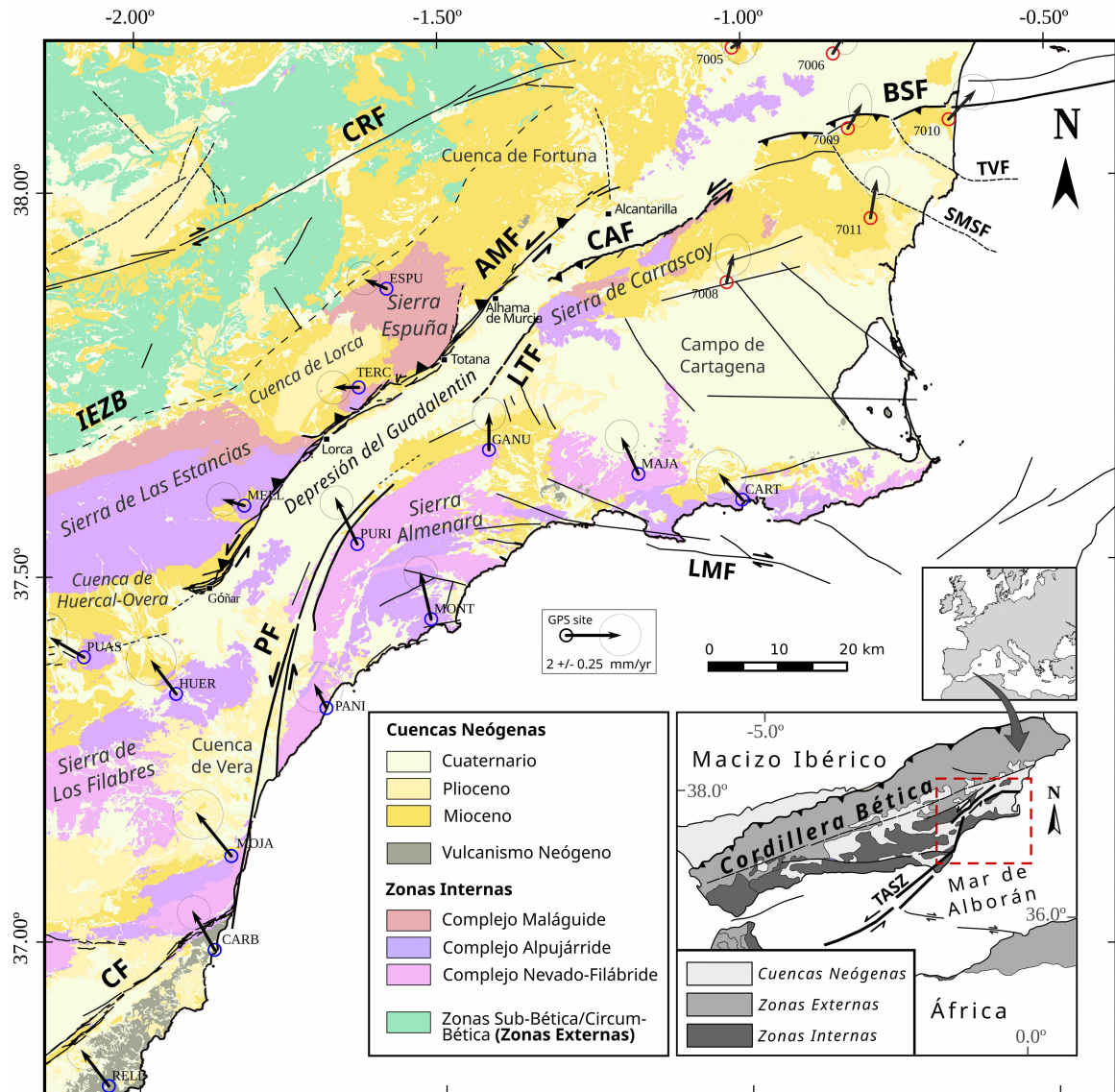


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado que muestra las principales unidades estructurales de la Cordillera Bética Oriental. Las principales estructuras representadas en el mapa son AMF: Falla de Alhama de Murcia; CF: Falla de Carboneras; PF: Falla de Palomares; LTF: Falla de Los Tollos; CAF: Falla de Carrascoy; BSF: Falla del Bajo Segura; CRF: Falla de Crevillente; LMF: Falla Las Moreras; SMSF: Falla de San Miguel de las Salinas; TVF: Falla de Torrevieja; IEZB: Límite entre las Zonas Internas-Externas (línea discontinua). El recuadro inferior derecho muestra el marco geológico regional en el SE de la Península Ibérica y la ubicación de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán (TASZ). Las flechas representan la red de GPS CuaTeNeo (con círculos azules; Echeverría et al., 2013, 2015) y la red de GPS del Bajo Segura (con círculos rojos; Borque et al., 2018) con Eurasia como marco de referencia fijo.

La **zona de falla de Alhama de Murcia (AMF)**, adoptando sus siglas en inglés), descrita inicialmente por Bousquet et al. (1979), presenta una cinemática de desgarre sinistral con cierta componente inversa, siendo activa desde, al menos, el Mioceno Superior (Montenat et al., 1987). Cruza la Cordillera Bética Oriental con una dirección NE-SO, limitando las cuencas neógenas de Lorca y Fortuna al oeste y la depresión del Guadalentín al este (Figura 2.2). De acuerdo con la geometría de la zona de falla, la expresión morfológica y la sismicidad, Martínez-Díaz, Masana y Ortuño (2012) proponen la siguiente segmentación, de suroeste a noreste (Figura 1.2a): secciones Góñar-Lorca (AMF-1; 28 km), Lorca-Totana (AMF-2; 23 km), Totana-Alhama de Murcia (AMF-3; 5-11 km), y Alhama de Murcia-Alcantarilla (AMF-4; 17-25 km). Las zonas intersegmento entre Góñar-Lorca y Lorca-Totana, y entre Totana-Alhama y Alhama-Alcantarilla intersectan con otras dos fallas secundarias, las fallas de Las Viñas y Amarguillo, respectivamente (Figuras 1.2b). La mayor parte de la sismicidad instrumental se concentra en las secciones Góñar-Lorca y Lorca-Totana, destacando el terremoto de M_W 5.1 en 2011 con epicentro en Lorca (Figura 1.2). El catálogo histórico (IGN, 2021) contiene referencias de terremotos de intensidad $I_{EMS} \geq VII$ con posibilidad de estar asociados espacialmente a la AMF en: Lorca (1579, 1674); Alhama de Murcia (1855); Lorquí (1911, 1930); Fortuna (1944); y Murcia (1743).

En la AMF se han realizado estudios morfotectónicos y paleosísmicos con el objetivo de estimar tasas de deslizamiento. En emplazamientos paleosísmicos de varias ramas de la sección Góñar-Lorca, Ortuño et al. (2012) estiman una tasa de deslizamiento neto acumulado de entre 0.16 y 0.24 mm/a para los últimos 47-64 ka, aunque de varias desviaciones de canales se estima también un deslizamiento lateral mínimo de 0.51 mm/a. Posteriormente, Ferrater et al. (2017) estiman una tasa de deslizamiento lateral de 1.6-1.7 mm/a para los últimos 200 ka mediante un análisis morfotectónico en más detalle que cuantifica el desplazamiento lateral entre canales de abanico aluvial. Este valor es significativamente mayor que el estimado por Ortuño et al. (2012), si bien es próximo a la interpretación geodésica de Echeverría et al. (2013), que estiman una deformación horizontal de 1.5 ± 0.3 mm/a asociada a las zonas de falla de la AMF y la Falla de Palomares (Figura 2.2). Martínez-Díaz et al. (2003) y Masana et al. (2004), mediante trincheras paleosísmicas, sugieren una tasa de deslizamiento vertical de 0.04-0.35 mm/a en la sección Lorca-Totana. A través de medidas de estrías, estiman además un deslizamiento neto de 0.07-0.66 mm/a para los últimos 30 ka. Más tarde, Ferrater et al. (2016) estiman, mediante paleosismología 3D, una tasa de deslizamiento neto de 0.9 ± 0.1 mm/a para los últimos 20 ka. En las secciones Totana-Alhama de Murcia y Alhama de Murcia-Alcantarilla no se han realizado investigaciones paleosismológicas. Las morfologías tectónicas en esta zona, desarrolladas en materiales neógenos bastante erosionables, están muy degradadas, al contrario que los frentes montañosos paleozoicos de las Sierras de La Tercia y Las Estancias (Figura 1.2b). Silva et al. (2003) analizan estos frentes montañosos mediante diferentes índices morfométricos y asignan a las secciones del extremo norte de la

AMF unas tasas de levantamiento vertical de 0.03-0.07 mm/a. En el Capítulo 4 de esta Tesis Doctoral se abordan otras alternativas metodológicas para analizar la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla y se estiman tasas de deslizamiento para los últimos 5.3-7.6 Ma.

La **zona de falla de Carboneras (CF)** (Bousquet et al., 1979) es una estructura subvertical de desgarre sinistral y dirección N45°-60°, localizada en la terminación sur de la ZCBO, siendo la estructura de mayor longitud de este sistema (140 km). En cuanto a su segmentación, se consideran dos secciones de falla principales basadas en la orientación de la traza: una sección N47°-52° continental y parcialmente *offshore* en el noreste, conectando con la sección sur de la falla de Palomares, y una sección suroeste N50°-60° completamente ubicada *offshore*. Recientemente, Gómez-Novell et al. (2020a) consideran tres secciones en la CF, una de ellas enteramente *onshore*. Mediante imágenes sísmicas, datos geodésicos, análisis morfotectónicos y trincheras paleosísmicas, se han estimado tasas de deslizamiento promedio en ambas secciones de la falla. En la sección norte de Carboneras, se calcula una tasa de deslizamiento lateral de 1.1-1.3 mm/año para los últimos 110-130 ka (Moreno, 2011; Moreno et al., 2015), que es notablemente mayor que la tasa de deslizamiento de 0.05-0.1 mm/año estimada por Bell et al. (1997). En la sección sur, Moreno (2011) estimó una tasa de deslizamiento de 1.3 mm/año, lo cual es consistente con las estimaciones en la sección norte y con los datos geodésicos obtenidos por Echeverría et al. (2015), quienes estimaron una tasa de deslizamiento lateral de 1.3 ± 0.2 mm/año. Estos autores también estiman un componente de deslizamiento vertical entre 0.05 y 0.18 mm/año en ambas secciones, aunque el movimiento de desgarre sinistral se considera dominante. El catálogo sísmico histórico muestra una serie de terremotos dañinos con intensidades de VIII a X: Almería 1487, 1522; Adra, 1910; Vera, 1518; y Dalías, 1804 (Martínez-Solares y Mezcúa, 2002). La CF ha sido propuesta como una posible fuente del terremoto de Almería de 1522 (Reicherter y Hübscher, 2007), de intensidad VIII-IX. Estudios paleosismológicos recientes evidenciaron varios paleo-terremotos con rotura superficial ($M_W > 5.5$) en la sección continental durante los últimos 133 ka (Masana et al., 2018).

La **zona de falla de Palomares (PF)**, definida por primera vez por Bousquet (1979), posee una cinemática principalmente lateral-sinistral activa durante el Plioceno y Cuaternario. Presenta una dirección N10°-20° y está formada por varias secciones. El tramo sur limita con Sierra Almagrera controlando la cuenca de Vera hacia el sur (Figura 2.2), uniéndose finalmente con la CF. Esta sección se describe como una zona de falla compleja NNE-SSO formada por varias ramas que buzcan principalmente hacia el oeste en un régimen sinistral a sinistral-normal que favorece la subsidencia de la cuenca de Vera (Bousquet, 1979; Booth-Rea et al., 2004). Booth-Rea et al. (2004) sugieren que la actividad de esta sección se transfirió hacia otra sección de falla oblicua-inversa que delimita la Sierra Almenara al norte (Figura 2.2), acomodando el acortamiento NO-SE durante el Plioceno-Cuaternario y favoreciendo el reciente levantamiento de las sierras. El momento tensor de un reciente terremoto de M_W 3.6 ocurrido

en junio de 2019 en Sierra Almenara (IGN, 2021; <https://www.ign.es/web/ign/portal/tensor-momento-sismico>), que podría asociarse a un segmento de la zona de falla norte de Palomares, muestra un mecanismo de falla de deslizamiento de desgarre casi puro con ligera componente inversa (dirección N47°E, buzamiento 88°, cabeceo 15°). Al norte de Sierra Almenara se ha cartografiado otra estructura, definida como falla de Hinojar en el Mapa Neotectónico de la Región de Murcia (Baena et al., 1993) y que tendría cierta continuidad geográfica con la PF, aunque las evidencias de actividad cuaternaria y su cinemática no están del todo claras. En cuanto a las estimaciones de tasas de deformación en la PF, usando marcadores estratigráficos y geomorfológicos, Booth-Rea et al. (2004) estimaron tasas de levantamiento relativo entre 0.05 y 0.12 mm/año para Sierra Almagrera asociadas con el desplazamiento según el buzamiento de la falla de Arteal (segmento sur de la PF) desde el Plioceno; y una tasa de deslizamiento lateral mayor de 0.46 mm/año. En la sección norte, para Sierra Almenara, Silva et al. (2003) calcularon una tasa de elevación de 0.04 mm/año basada en índices morfométricos.

La **falla de Los Tollos (LTF)** se localiza en una zona relativamente deprimida entre la Sierra de Almenara (al sur) y la Sierra de Carrascoy (al norte), evidenciando una discontinuidad clara entre los depósitos del valle del Guadalentín y el Campo de Cartagena (Figura 2.2). Inicialmente esta falla se interpretó como una falla normal (Silva, 1994; Levya Cabello et al., 2010) o como una prolongación de la falla de Carrascoy al SO (Insúa-Arévalo et al., 2012). Posteriormente, Insúa-Arévalo et al. (2016) le atribuyen una entidad propia y la interpretan como una falla lateral sinistral con componente inversa activa durante el Holoceno. Del análisis de los datos obtenidos en trincheras paleosismológicas, estos autores estiman una tasa de deslizamiento neto de entre 0.12 y 0.17 mm/a, tomando un periodo medio de recurrencia sísmica de alrededor de 3 ka.

Al noreste de la depresión del Guadalentín, se encuentra la **zona de falla de Carrascoy (CAF)**. Esta estructura de cinemática de desgarre sinistral-inversa limita la vertiente norte de las sierras de Carrascoy y Cresta del Gallo, con una dirección NE-SO a ENE-OSO, hasta conectar con la cuenca del Bajo Segura (Silva, 1994; Sanz de Galdeano et al., 1998). Martín-Banda et al. (2016) proponen la división de la CAF en dos segmentos solapados con diferente tectónica cuaternaria. Por un lado, la sección NE, caracterizada por una zona de falla estrecha que controla el frente escarpado de la Cresta del Gallo mediante una cinemática de desgarre sinistral. Por otro lado, la zona de falla se ensancha en el segmento SO, diferenciándose dos ramas de distinto comportamiento y estructura: controlando el frente montañoso, una falla de desgarre sinistral (Falla de Carrascoy, s.s.), subvertical, buzando ligeramente hacia el SE (Sanz de Galdeano et al., 1998); y progresando hacia el oeste en la depresión del Guadalentín se encuentra la Falla de Algezares-Casas Nuevas (Martín-Banda et al., 2016), una falla inversa ciega que buza hacia el sur produciendo pliegues de propagación. Mediante trabajos de paleosismología en trincheras y otras excavaciones, se ha estimado una tasa de

deslizamiento neto de 0.64 ± 0.40 mm/a en los últimos 220 ka (0.34 ± 0.02 mm/a de tasa vertical) para la sección NE (Martín-Banda et al., 2021); y una tasa de deslizamiento vertical de 0.37 ± 0.08 mm/a en los últimos 210 ka para la rama de Algezares-Casas Nuevas de la sección SO (Martín-Banda et al., 2016).

En el extremo noreste de la ZCBO se localiza la **zona de falla del Bajo Segura (BSF)**. Esta estructura, formada fundamentalmente por un conjunto de fallas inversas ciegas ENE-OSO, no muestra ninguna rotura superficial pero causa un evidente plegamiento activo de materiales sedimentarios del Mioceno Superior-Cuaternario. En esta zona de falla se distinguen varias estructuras importantes: por un lado, los segmentos continentales de fallas ciegas que buzcan hacia el sur y deforman los anticlinales pleistocenos de Guardamar, Benéjuzar y Hurchillo a techo (Taboada et al., 1993; Alfaro et al., 2002b); la prolongación *offshore* de la BSF, identificada por perfiles de sismica de reflexión (Perea et al., 2012) e interpretada con la misma cinemática que la sección *onshore*; y otras dos estructuras secundarias NO-SE (Figura 2.2), interpretadas como de desgarre dextral y conocidas como las fallas de San Miguel de las Salinas y Torrevieja (Alfaro et al., 2002b; Montenat et al., 1990; Somoza, 1989). Alfaro et al. (2012), mediante un análisis de marcadores estratigráficos de 2-3 Ma, estima una tasa promedio de deslizamiento neto de 0.29 ± 0.07 mm/a para las secciones *onshore*. Observaciones GPS en la cuenca del Bajo Segura, interpretadas por Borque et al. (2019), sugieren que las mayores tasas de deformación del extremo noreste de la ZCBO se acomodan en la BSF, oscilando entre 0.2 a 0.7 mm/a (acortamiento horizontal). En el borde norte de la cuenca de Bajo Segura, el sector Abanilla-Alicante de la Falla de Crevillente (Figura 2.2), con cinemática inversa-sinistral (Alfaro et al., 2012; Alfaro et al., 2002b), absorbe una tasa de desplazamiento lateral dominante de entre 0.4 y 0.7 mm/a, interpretándose una partición de la deformación entre ambas estructuras (Borque et al., 2019). Por último, hay que enfatizar que en el extremo noreste de la ZCBO se han producido algunos terremotos bastante destructivos en época histórica, como el terremoto de Torrevieja de 1829 (I_{EMS} IX-X), responsable de cientos de víctimas (Muñoz y Udías, 1991); y otros dos terremotos de intensidad I_{EMS} VIII en Orihuela (1482, 1673). Destaca también la serie sísmica de Jacarilla-Torremendo en 1919, con dos eventos de m_b 5.1 y 5.2 (IGN, 2021; IGN-UPM, 2013).

Capítulo 3

Análisis estructural de la sección NE de la Falla de Alhama de Murcia: inversión tectónica y estructura profunda

3.1 Introducción

Evaluar eficazmente el potencial sismogénico de fallas en regiones de deformación lenta y baja sismicidad requiere hacer frente a dificultades como la distribución desigual de los datos estimados a lo largo de las zonas de falla, y a la, en ocasiones, escasa representatividad de los mismos. Esto puede deberse a un registro sísmico limitado y a la escasez de evidencias de deformación reciente que, frecuentemente, quedan camufladas por los procesos activos de erosión y sedimentación. Los procesos externos son mucho más recurrentes que los terremotos de moderada a alta magnitud debido a los largos periodos intersísmicos que caracterizan estas zonas lentas, por lo que no considerar estos grandes eventos poco frecuentes deriva en una infraestimación del potencial sísmico de una falla activa. Tal es el caso de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO; Figura 3.1), región situada al SE de la Península Ibérica, que acomoda la convergencia entre las placas de Eurasia y Nubia a través de un conjunto de fallas con tasas de deformación inferiores a 1.5 mm/a.

Algunos de los terremotos más destructivos de la Cordillera Bética Oriental están asociados a una de las fallas de la ZCBO: la Falla de Alhama de Murcia (AMF; Figura 3.1), descrita por primera vez por Montenat (1973). Con una dirección N40°-65°E y una longitud de alrededor de 87 km a lo largo del valle del Guadalentín, esta falla se caracteriza por una cinemática de desgarre sinistral con una importante componente de deslizamiento inverso (Bousquet, 1979; Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012). La actividad

de la Falla de Alhama de Murcia se remonta, al menos, hasta el Mioceno Superior (Montenat et al., 1987), momento en el cual la variación del campo de esfuerzos regional produjo una inversión tectónica compresiva de las antiguas cuencas sedimentarias neógenas limitadas por la falla (Martínez-Díaz, 1998; Montenat, 1973), iniciándose así un comportamiento transpresivo que la caracteriza en la actualidad.

Las secciones situadas al suroeste de la AMF (Góñar-Lorca y Lorca-Totana; Figura 1.2a) limitan la cuenca de Lorca y relieves Alpujárrides prominentes con numerosas evidencias de actividad tectónica, razón por la cual se dispone de bastantes estimaciones de parámetros cinemáticos y tasas de deformación en estas secciones de la falla (e.g., Ferrater et al., 2016, 2017). Las secciones al noreste de la AMF (Lorca-Totana y Alhama de Murcia-Alcantarilla; Figura 1.2a) controlan los relieves de Sierra Espuña y el sector suroccidental de la cuenca de Fortuna. Sin embargo, en este caso, las evidencias geomorfológicas que muestran actividad reciente son limitadas y difusas, lo que resulta en una falta de información cinemática y estructural precisa, así como de estimaciones de tasas de deslizamiento. Esto limita considerablemente la evaluación de su potencial sismogénico. Además, al norte de la depresión del Guadalentín, la AMF es relevada por otra gran estructura activa durante el Cuaternario: la Falla de Carrascoy (Figura 3.1). Vista la orientación y actividad de ambas estructuras cabría esperar un reparto de la deformación regional en la mitad norte de la ZCBO (Martínez-Díaz, 1998).

La evolución tectónica reciente de la Falla de Alhama de Murcia en su extremo noreste está estrechamente ligada al desarrollo y posterior inversión tectónica experimentados en la cuenca neógena de Fortuna (Figura 3.1). Esta cuenca se formó en un régimen extensional dominante durante el Mioceno Inferior-Medio, rellenándose de sedimentos tanto marinos como continentales-transicionales que son reflejo de los cambios geodinámicos que influyeron en las conexiones entre el Mediterráneo Occidental y el Atlántico durante el Mioceno (Martín et al., 2014). No obstante, la relación tecto-sedimentaria de la AMF con la cuenca de Fortuna durante la formación de ésta, y la forma en que la estructura se reactivó en el Mioceno Superior para adquirir la cinemática actual, no están del todo claras. Se han propuesto diversas interpretaciones sobre la formación de la cuenca: desde una tectónica completamente distensiva acomodada por fallas de bajo ángulo o despegues (e.g., Aldaya et al., 1991; García-Dueñas et al., 1992; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Jabaloy et al., 1993; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Meijninger y Vissers, 2006); hasta un modelo de zona extensional local controlada por el movimiento lateral de dos grandes fallas transcurrentes (De Larouzière et al., 1988; Montenat et al., 1987; Montenat y Ott d'Estevou, 1999).

Aún con la evidencia clara del comportamiento transpresivo de la AMF en la actualidad (Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012), entender mejor cómo esta falla acomodó la deformación antes y durante el periodo neotectónico puede aproximarnos a un mejor cono-

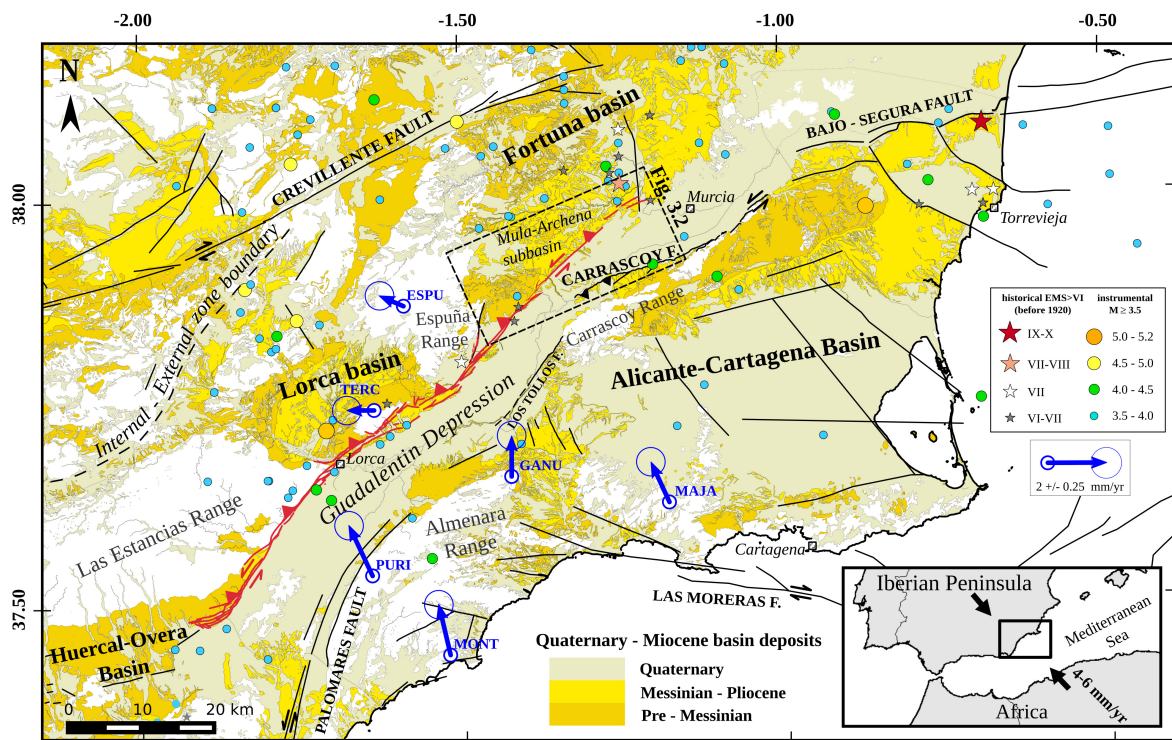


Figura 3.1: Marco geológico y tectónico de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO). Epicentro de los terremotos instrumentales con magnitud $M \geq 3.5$ y los terremotos históricos anteriores a 1920 con intensidades $I_{EMS} > VI$, obtenidos del catálogo de terremotos del IGN (2021) (<https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>). Las flechas azules representan las orientaciones GPS de la red CuaTeNeo (Echeverría et al., 2013) empleadas en nuestro trabajo, conservando Europa Occidental como marco de referencia fijo. La Falla de Alhama de Murcia (AMF) está representada con trazo rojo. El mapa geológico del área estudiada (Figura 3.2) se localiza en el recuadro de trazo discontinuo. En la esquina inferior derecha se muestra la localización regional de las Béticas orientales y la dirección de convergencia principal.

cimiento de su estructura profunda. La reactivación de fallas durante un régimen tectónico compresivo puede conservar estructuras de inversión positiva en las secuencias estratigráficas de las cuencas sedimentarias (e.g., Buchanan y Buchanan, 1995; Cooper et al., 1989; Sibson y Ghisetti, 2010; Williams et al., 1989). Por ejemplo, la secuencia puede conservar extensión neta en profundidad y mostrar rasgos estructurales de acortamiento asociados con antiformas en los estratos superiores (e.g., Bonini et al., 2012; Yamada y McClay, 2003).

En este Capítulo, se examinarán los rasgos estructurales existentes en el sector suroeste de la cuenca neógena de Fortuna, así como los marcadores estratigráficos deformados en respuesta al movimiento de la falla a partir del Mioceno Superior. Con ello, se pretende interpretar y reconstruir la estructura de la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia, evaluando su relación tecto-sedimentaria con las unidades lito-estratigráficas de la cuenca. Para ello, se emplearán perfiles de sísmica de reflexión y datos de sondeos de la cuenca de Fortuna, de cuya interpretación se construirá un modelo tridimensional de la subcuenca y la sección Alhama de Murcia-Alcantarilla. A continuación, se valorarán las implicaciones de

las geometrías interpretadas y se compararán con los modelos estructurales previos. Posteriormente, en el Capítulo 4, los marcadores interpretados servirán, además, para restituir y cuantificar el desplazamiento debido a la reactivación transpresiva de la Falla de Alhama de Murcia en el Mioceno tardío, con el objetivo final de estimar tasas de deslizamiento a largo plazo y evaluar su potencial sismogénico e interacción con otras fallas de las Béticas Orientales.

3.2 Marco geológico local

La Falla de Alhama de Murcia (AMF) se localiza en la denominada Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) (Figura 3.1), que constituye la rama Bética de la Zona de cizalla de Trans-Alborán (De Larouziere et al., 1988). Este área está compuesta por rocas mesozoicas y paleozoicas pertenecientes a los complejos tectónicos del Alpujarride y Maláguide, además de varias cuencas marinas neógenas asociadas a dos fases extensionales ocurridas entre el Burdigaliense y el Tortoniense (Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Rodríguez-Fernández et al., 2012). Después de las fases extensionales, se estableció un campo de esfuerzos compresivo con una dirección dominante de acortamiento NNO-SSE, impulsado por la convergencia entre las placas de Eurasia y África desde el Mioceno tardío (Sanz de Galdeano, 1990). La tasa de convergencia actual es de alrededor de 4-6 mm/a (Argus et al., 1989; Nocquet, 2012; Serpelloni et al., 2007) y la ZCBO podría estar absorbiendo hasta un 31 % del acortamiento (Masana et al., 2004). Más recientemente, estudios geodésicos basados en datos locales de GPS arrojan una tasa estimada de deslizamiento horizontal de 1.5 ± 0.3 mm/a (Echeverría et al., 2013) para un área que incluye la AMF y la Falla de Palomares (Figura 3.1). Esta evolución tectónica desde el Mioceno al Cuaternario resulta en una estructura *'basin and range'* (Meijninger y Vissers, 2006; Montenat y Ott d'Estevou, 1999) formada por cadenas montañosas E-O a ENE-OSO (p.ej., las sierras de Las Estancias, La Tercia y Espuña) separadas por cuencas sedimentarias neógenas y cuaternarias (p.ej., las cuencas de Huércal Overa, Lorca y Fortuna).

El área de estudio (Figura 3.2) se localiza en el sector suroccidental de la cuenca de Fortuna. En esta zona, la Falla de Alhama de Murcia limita la cuenca miocena y la depresión cuaternaria del Guadalentín. Algunos autores se han referido tradicionalmente a este sector como subcuenca de Mula (Martínez del Olmo et al., 2010) o sector Archena-Mula (Loiseau et al., 1990). En este trabajo, nos referiremos a este área como subcuenca de Mula-Archena.

3.2.1 Estratigrafía de la cuenca

En el relleno sedimentario neógeno del sector suroeste de la cuenca de Fortuna, depositado tras la exhumación de los complejos tectonometamórficos del Dominio de Alborán, se distinguen tres sucesiones: una unidad detrítica de grano grueso del Serravalliense tardío depositada

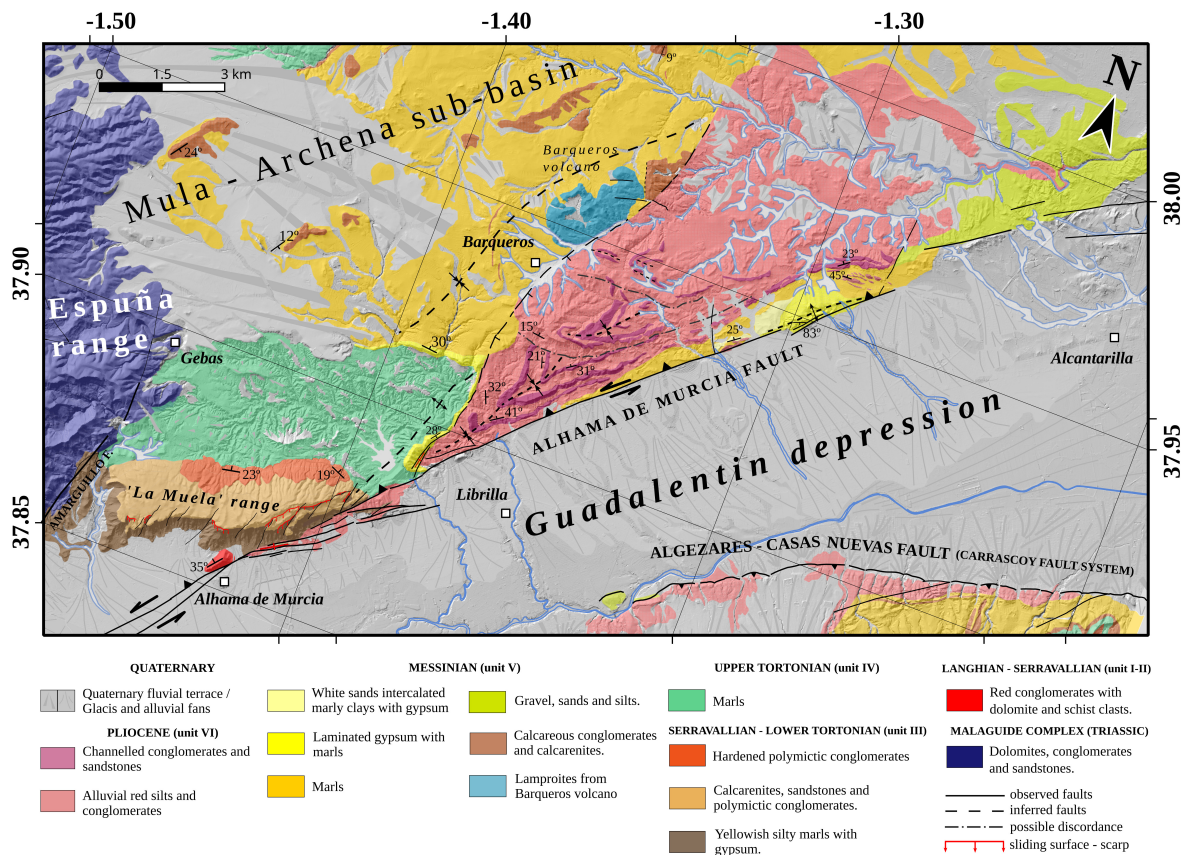


Figura 3.2: Mapa geológico del sector suroccidental de la cuenca de Fortuna (Subcuenca de Mula-Archena), la sección de Alhama de Murcia – Alcantarilla de la AMF y la parte norte de la Depresión del Guadalentín, realizado con base a trabajo de campo, cartografía previa (IGME, 1972a, 1972b, 2004), y publicaciones (e.g., Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012; Meijninger, 2006; Montenet et al., 1990). En el Anexo A.1 se muestra una cartografía más detallada de algunas áreas de especial interés.

en un ambiente continental; una sucesión marina transgresiva representada, principalmente, por margas marinas tortonienses; y una sucesión regresiva, de carácter transicional a continental, que incluye unidades evaporíticas messinienses y una potente unidad continental fluvial-aluvial desarrollada durante el Plioceno y el Cuaternario. La Figura 3.3 muestra una correlación entre las unidades litoestratigráficas descritas a continuación, diagráfias del sondeo Murcia 4-1 (IGME, 2018) emplazado en la cuenca (ver situación en la Figura 3.6), y las formaciones estratigráficas descritas en la región por diversas publicaciones y revisadas en campo (Figura 3.4). Los valores en rojo a la derecha de los registros de pozo en la Figura 3.3 se corresponden con las profundidades de los cambios identificados en la secuencia, ilustrados en la columna litoestratigráfica (en el centro de la figura). Nótese que la correlación entre el registro de pozo y la columna estratigráfica solo cubre el Basamento, las Unidades I-II, III y parte de la Unidad IV. La parte superior de la secuencia se correlaciona con los datos sísmicos del perfil S-85-96 (ver Figura 3.8a), coincidente con el sondeo Murcia 4-1. El recuadro rectangular muestra datos de la sísmica expresados en milisegundos (TWT), representándose

los principales reflectores y las discontinuidades empleadas en la interpretación de este trabajo. Las principales formaciones estratigráficas descritas y sus edades (IGME, 1972a, 1972b, 2004; Montenat, 1973; Müller y Hsü, 1987) se muestran a la derecha de la Figura 3.3 con sus referencias correspondientes.

La base del registro sedimentario de la cuenca (Unidades I y II según nuestra clasificación; Figura 3.3) está representada por conglomerados continentales formados por clastos de dolomías y esquistos con una matriz calcárea muy cementada de color rojizo. Estos conglomerados gradan progresivamente a areniscas, tal y como describieron Montenat et al. (1990). Esta sucesión se ha correlacionado con la Fm. Relojero y con la Fm. Cresta del Gallo, descritas como de edad Langhiense-Serravalliense en la cuenca de Murcia (Dabrio y Polo, 1991), situada al E-NE de la subcuenca de Mula-Archena. En el entorno de la zona de falla de Alhama de Murcia (sección Alhama-Alcantarilla), estos conglomerados aparecen, por ejemplo, en el Cerro del Castillo del municipio de Alhama de Murcia (Figura 3.2).

En la base de la sierra de La Muela (Figura 3.2), margas limosas de color amarillento con yesos aparecen concordantes con los conglomerados rojos descritos anteriormente. Estos sedimentos (Unidad III; Figura 3.3) están superpuestos por calcarenitas, areniscas y conglomerados polimícticos de matriz cementada que coronan la sierra (Figura 3.4a), adelgazándose progresivamente hacia Sierra Espuña. Ambas series (margas y calcarenitas con conglomerados), junto con los conglomerados rojos, constituyen las unidades más antiguas de la cuenca en este sector (Unidades I, II y III). Booth-Rea et al. (2002) las definen como sedimentos de edad Serravalliense Superior a Tortoniense Inferior que sellan las unidades alóctonas del Dominio de Alborán.

Disconforme sobre la sucesión de conglomerados, un potente depósito de margas grises representa la secuencia marina transgresiva de la cuenca (Unidad IV; Figuras 3.3 y 3.4b). Estas margas fueron descritas por primera vez por Montenat (1973), que las denominó como Fm. margas de Fortuna. Se encuentran ampliamente distribuidas hacia el norte de la subcuenca y migran lateralmente a facies arrecifales y de delta hacia el margen sureste de la cuenca (Lonergan y Schreiber, 1993; Santisteban y Taberner, 1983). Esta unidad marina se desarrolló a lo largo del Tortoniense y algunos estudios sugieren una edad Messiniense para la parte superior de la sucesión (Müller y Hsü, 1987; Lukowski et al., 1988); mientras que otros estudios de magnetoestratigrafía realizados por Krijgsman et al. (2000) proponen una edad Tortoniense tardía para el techo de la unidad.

Sobre las margas tortonienses, una secuencia regresiva de margas yesíferas, yesos masivos y depósitos detríticos está representada en varios emplazamientos de la cuenca de Fortuna (Unidad V; Figura 3.3). Numerosos trabajos describen, datan y correlacionan las formaciones evaporíticas de las cuencas de Lorca y Fortuna; por ejemplo: Dinares-Turrell et al.

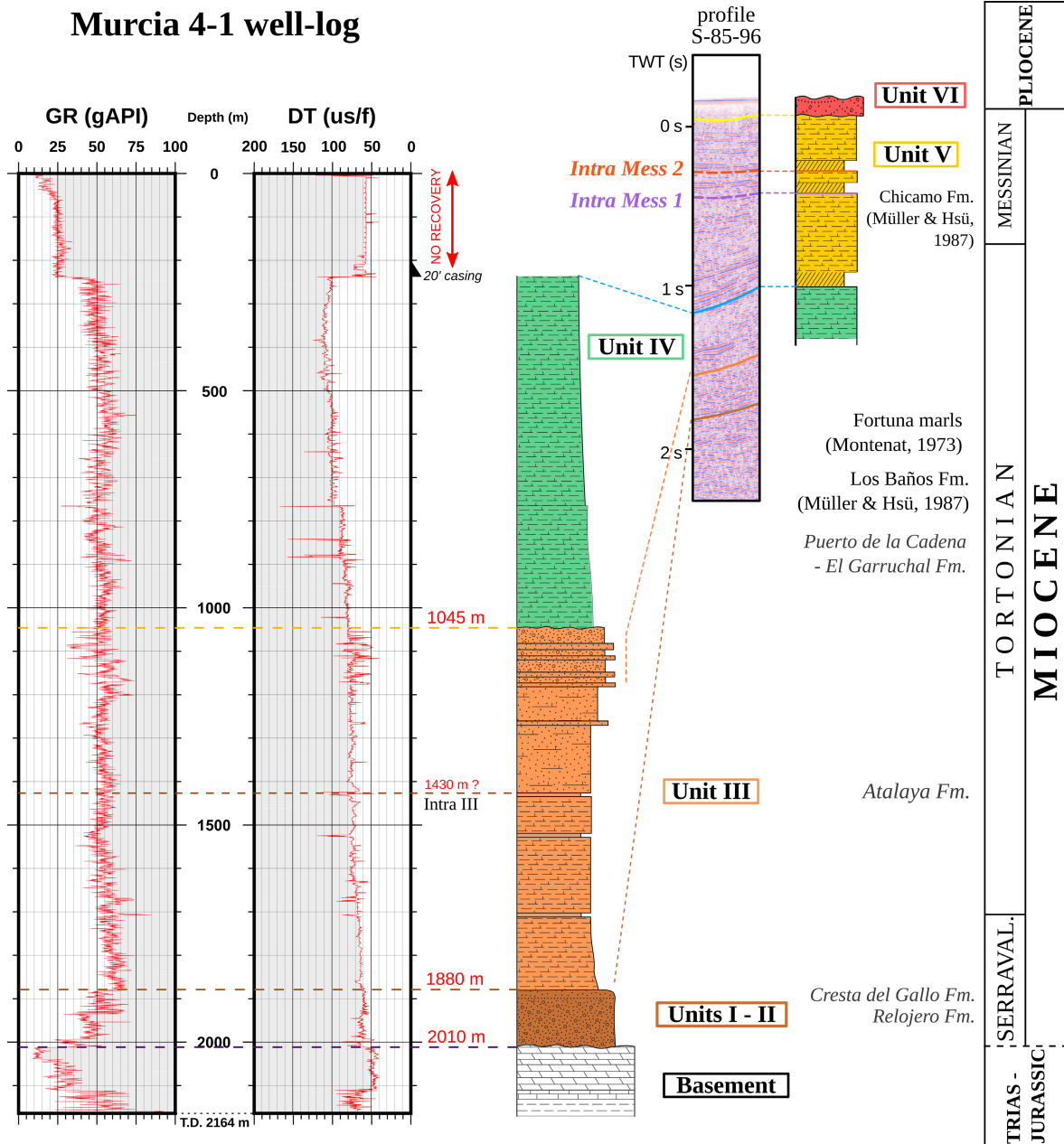


Figura 3.3: Correlación entre las unidades litoestratigráficas y los datos procedentes de los sondeos y las líneas sísmicas. A la izquierda, registro de rayos gamma (GR por *gamma-ray log*, en inglés) y registro sísmico (DT) en unidades de profundidad medida *in situ*, obtenidos en el sondeo Murcia 4-1 (IGME, 2018) y que empleamos aquí para restringir mejor la interpretación y correlacionar las unidades estratigráficas (en números romanos junto a la columna estratigráfica, en el centro). Las profundidades del sondeo se expresan en metros contando a partir de la cota de la unión de la mesa rotatoria con la tubería de perforación (KB, *kelly bushing*) que, en este caso, comienza por debajo de los 241 m. Ver una descripción más detallada de la Figura en el texto. Nótese que las escalas y unidades de medida de los registros eléctricos del sondeo, la columna estratigráfica y la sección sísmica no son las mismas. T.D.=profundidad total (*total depth*); Intra-Mess 1, 2 = unidades Intra-Messinienses 1 y 2; Intra III=discontinuidad interna en la Unidad III.

(1999); García-Veigas et al. (2020); Krijgsman et al. (2000); Lukowski et al. (1988); Müller y Hsü (1987); Playà et al. (2000); y Santisteban y Taberner (1983). En la cuenca de Fortuna, estos autores distinguen hasta cuatro eventos evaporíticos diferentes. Más concretamente, en el área de Librilla (Figura 3.2), Ortí et al. (1993), Playà et al. (2000) y Garcés et al. (2001) describen tres unidades evaporíticas principales: Fm. Librilla, Fm. Chicamo y Fm. Ribera, caracterizadas por litofacies de yeso nodular-laminado (Figura 3.4c), margas y diatomitas. Las evaporitas de la cuenca de Fortuna han sido comúnmente correlacionadas con la Crisis Salina del Messiniense (Dinares-Turell et al., 1999; Lukowski et al. 1988; Müller y Hsü, 1987). Sin embargo, otros autores, apoyados por el registro paleontológico y marcadores geoquímicos, sugieren que en esta cuenca se produjo un evento de desecación y precipitación previo a la Crisis Messiniense principal (e.g., Garcés et al., 1998; García-Veigas et al., 2020; Lancis et al., 2010; Playà et al., 2000), datando las evaporitas equivalentes como del Tortoniense superior (7.6-7.8 Ma) al Messiniense inferior (~6.8 Ma). La gran incertidumbre en las cronologías de estas secuencias transicionales pone de manifiesto diferentes interpretaciones sobre la sincronía de este evento de restricción y retirada completa del mar entre las cuencas de Lorca y Fortuna (ver p.ej., Carpentier et al., 2020; García-Veigas et al., 2020). Este evento, que algunos autores denominan como Crisis de Salinidad Tortoniense, se ha propuesto como la consecuencia del levantamiento tectónico que aisló las cuencas orientales del sistema Bético (Corbí et al., 2012; Garcés et al., 1998, 2001; Krijgsman et al., 2000; Lancis et al., 2010; Montenat et al., 1987; Tent-Maclús et al., 2008).

En sincronía con los eventos anteriormente citados, en el sureste de la Península también se produjo una etapa de vulcanismo activo durante el Mioceno (ver Subcapítulo 2.1.1 del Marco Geológico para más detalles). En la cuenca de Fortuna existen varios afloramientos de rocas volcánicas lamproíticas miocenas. Datos petrológicos, paleontológicos e isotópicos obtenidos las sitúan cronológicamente en edades que oscilan entre los 6.2 y los 7.7 Ma (Bellon et al., 1983; Kuiper et al., 2006; Montenat et al., 1975), lo que implica que el vulcanismo mioceno en la cuenca de Fortuna se desarrolló entre el Tortoniense tardío y el comienzo del Messiniense.

Finalmente, las formaciones evaporíticas evolucionan a una sucesión continental (Unidad VI; Figura 3.3). En la subcuenca de Mula-Archena, el mayor espesor de depósitos continentales está expuesto en el sector de Librilla, rellenando una estructura sinclinal situada entre las fallas de Alhama de Murcia y de Barqueros (Figuras 3.2 y 3.4e). Esta secuencia se caracteriza por la presencia de limos rojos y conglomerados aluviales alternando con depósitos de canal formados por conglomerados y areniscas (Figura 3.4d,f). Las dataciones de mamíferos fósiles (Garcés et al., 1998) indican una edad entre el Messiniense tardío y el Plioceno temprano para los niveles superiores del registro aluvial. La serie presenta varios plegamientos y un levantamiento progresivo hacia la falla (Figura 3.4d), llegando prácticamente a verticalizarse al pie de la Sierra de la Muela, donde la traza se divide en pequeñas ramas (ver la proyección 1 de la Figura 3.5), evidenciando su control tectónico sobre los sedimentos pliocenos.

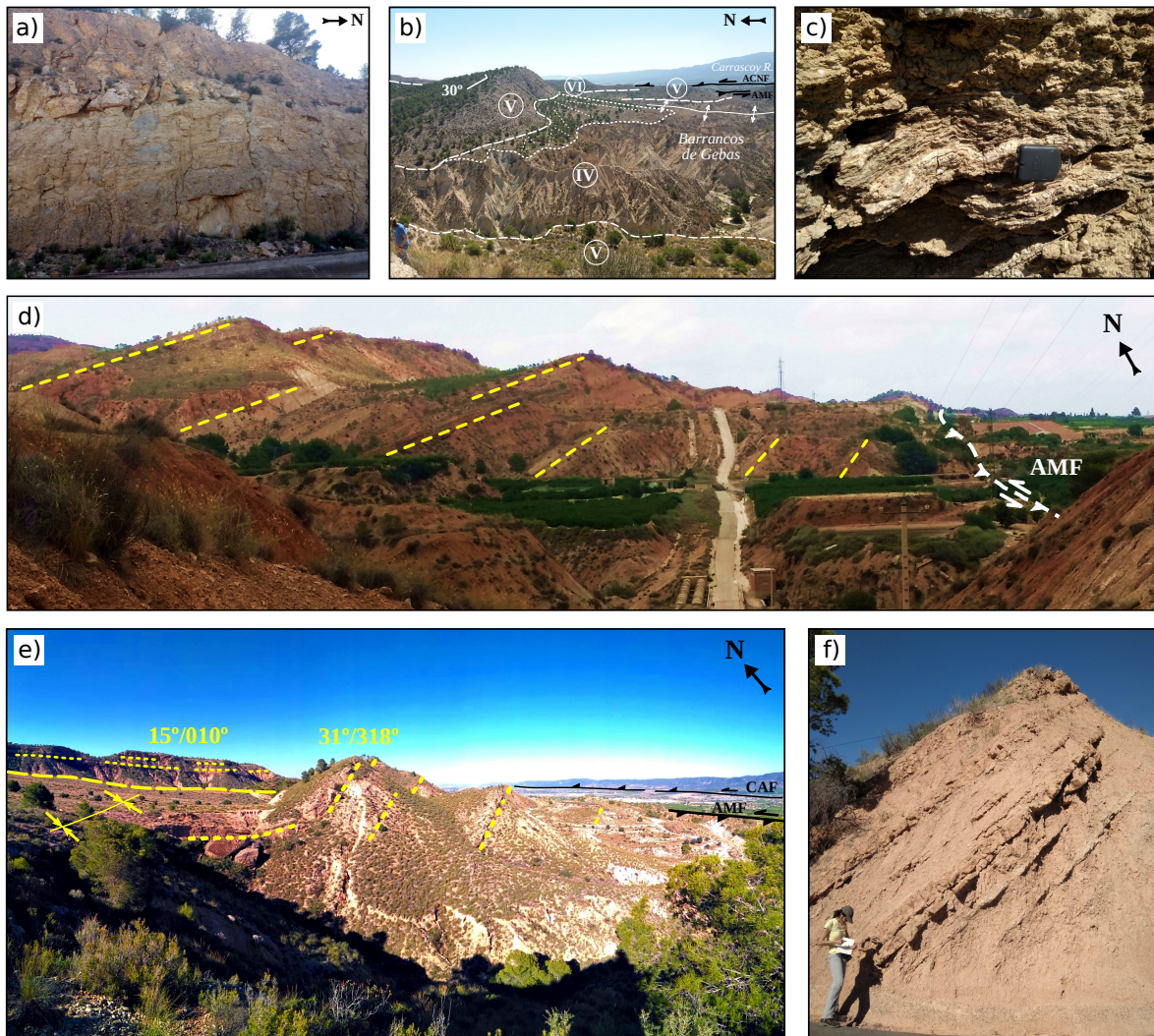


Figura 3.4: Observaciones de campo de las formaciones estratigráficas descritas en la zona de estudio. Las localizaciones desde donde se toman las fotografías se muestran en el Anexo A.1. a) Calcarenitas, areniscas y conglomerados polimícticos de matriz cementada de la Unidad III que coronan la S^a de La Muela. Se observan fallas normales de colapso. b) Vista del pliegue anticlinal de los Barrancos de Gebas desde el flanco norte situado en la cresta de yesos (Unidad V). En el núcleo del pliegue se sitúan las margas de la Fm. Fortuna (Unidad IV). c) Niveles de yesos interestratificados de la Unidad V tomados en la misma cresta que en b). d) Limos rojos, conglomerados y areniscas del Plioceno de la Unidad VI. Se ha medido un incremento progresivo del buzamiento de estos estratos detríticos conforme se aproximan a la falla. e) Pliegue sinclinal en las barras de conglomerados rojos pliocenos de la S^a del Cura. Al fondo, discordancia angular que separa pliegues de orientación más E-O desarrollados en conglomerados sobre la discordancia. f) Detalle de los bancos de conglomerados de matriz arenosa y limos rojos del Plioceno (Unidad VI) buzando 35-45° O-NO.

3.2.2 Estructura de la cuenca en relación con la geometría de las fallas

En relación con la estructura de la cuenca de Fortuna y la implicación tectónica de las fallas en su formación, existen varios antecedentes que sugieren hipótesis de evolución tectosedimentaria durante el Mioceno y Cuaternario. El conocimiento creciente de la geometría y cinemática de las fallas que bordean la cuenca ha sido crucial para actualizar estas teorías.

Desde un punto de vista tectónico-estructural, se describen a continuación esos antecedentes.

La cuenca de Fortuna está limitada al norte y al sur por las fallas de Crevillente y Alhama de Murcia, respectivamente (Figura 3.1). Los primeros análisis estructurales publicados en los años 80-90 interpretan la cuenca de Fortuna como una cuenca controlada por estas fallas de desgarre (De Larouzière et al., 1988; Montenat et al., 1987; Montenat y Ott d'Estevou, 1999). Según esta hipótesis, el comportamiento sinistral de la Falla de Alhama de Murcia, que estos autores sugieren que se inició en el Tortoniense, implica una dirección de acortamiento aproximadamente N-S. Montenat y Ott d'Estevou (1999) proponen un modelo estructural en el que las cuencas de Fortuna y de Lorca son zonas extensionales pero cuya evolución está relacionada con grandes fallas de desgarre. Estos autores las denominan cuencas romboédricas ("*rhom-shaped basins*"), término utilizado para diferenciarlo del concepto de cuencas de "*pull-apart*". Estas cuencas se producen por la distribución de la cizalla entre dos o más fallas a escala regional generando subsidencias moderadas en los bloques entre fallas.

Otros autores describen estructuras extensionales en la cuenca de Fortuna, tanto a escala de afloramiento como interpretadas a partir de la geofísica (e.g. Augier, 2004; García-Dueñas et al., 1992; Meijninger, 2006; Meijninger y Vissers, 2006; Vissers et al., 1995). La presencia de estas estructuras implica una dirección de extensión de NE-SO a N-S. Meijninger (2006) propone que la cuenca de Fortuna, al igual que las cuencas de Lorca y Huércal-Overa, son cuencas extensionales en sentido estricto: la Falla de Alhama de Murcia actuó como una falla normal durante la sedimentación en el Serravallense y el Tortoniense tardío, acomodando la extensión. Posteriormente, como sugiere Armijo (1977) y más tarde Meijninger (2006), la falla fue reactivada como una falla inversa oblicua a partir del Messiniense, en respuesta al actual campo de esfuerzos compresivo en las Béticas Orientales.

Ambas hipótesis se han utilizado también para describir localmente el sector suroccidental de la cuenca de Fortuna, que denominamos en esta Tesis Doctoral como sector Mula-Archena. Amores et al. (2001) y Martínez del Olmo et al. (2006) analizaron perfiles de sísmica (algunos de los cuales se han reinterpretado en este trabajo) e interpretaron una falla extensional lítrica en una posición coincidente con la Falla de Alhama de Murcia en este sector. Por otra parte, en el modelo estructural de Montenat y Ott d'Estevou (1999) que considera las cuencas de Fortuna y de Lorca como zonas extensionales relacionadas con el movimiento de desgarre de grandes fallas, el sector de Mula-Archena juega un papel importante, al situarse en la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia. Estos autores proponen una estructura extensional de tipo "*horse-tail*" asociada a la Falla de Alhama de Murcia en su extremo noreste.

3.3 Interpretación estructural a partir de datos geofísicos

3.3.1 Conjunto de datos geológicos y de sísmica: adquisición y tratamiento

Con el objetivo de realizar una interpretación estructural de la subcuenca de Mula-Archena y de su relación tectosedimentaria con la Falla de Alhama de Murcia (AMF), se han analizado líneas de sísmica de reflexión 2D, datos de 3 sondeos (Figura 3.6) y datos estructurales tomados en el área de estudio (Figura 3.5). La Figuras 3.2 y 3.5 muestran el mapa geológico-estructural del área de estudio, realizado a partir de cartografía previa (IGME, 1972a, 1972b, 2004), la revisión de publicaciones relevantes (e.g., Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012; Meijninger, 2006; Montenat et al., 1990) y trabajo de campo. A continuación, se detallan los datos empleados para la interpretación estructural.

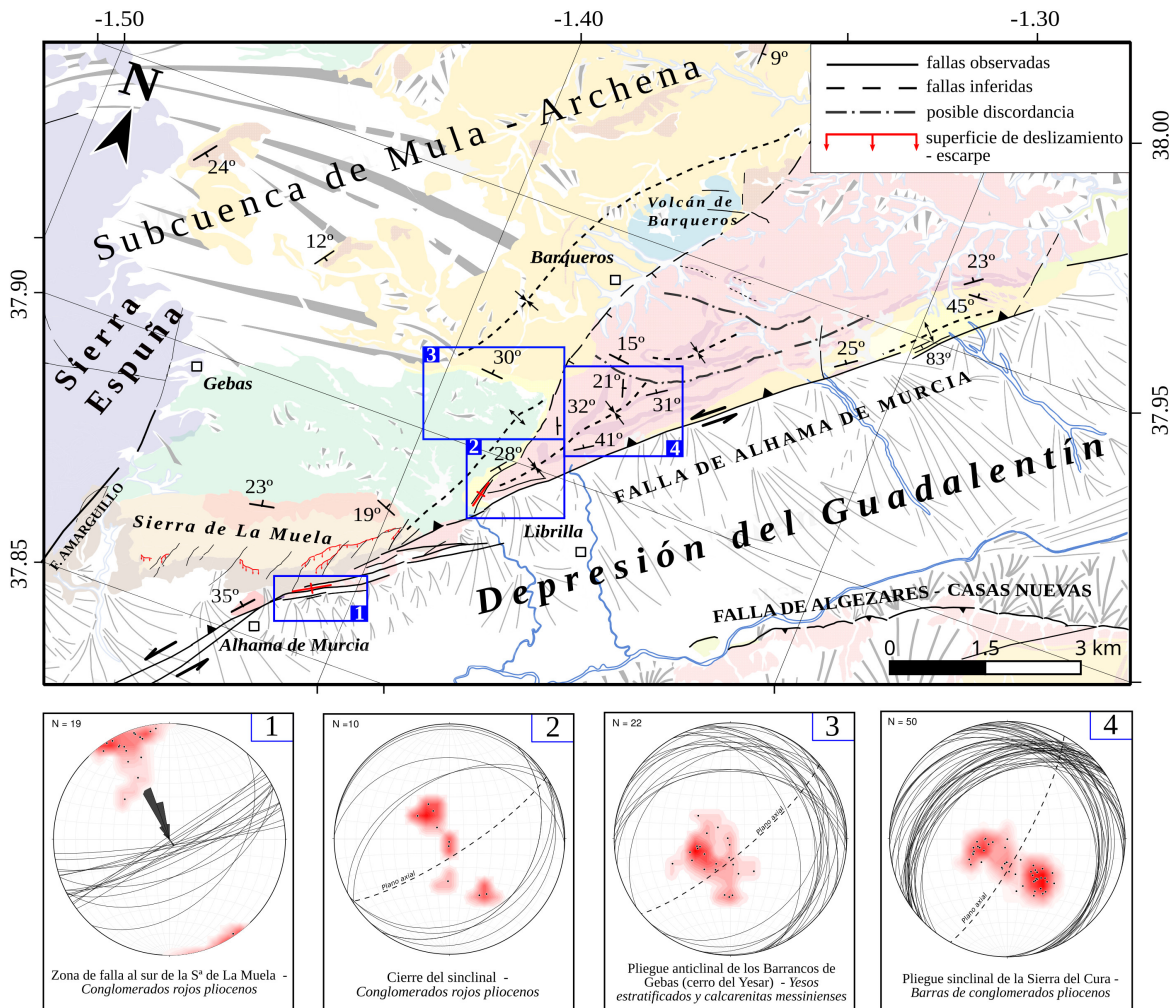


Figura 3.5: Mapa geológico-estructural de la zona de estudio, donde se muestran los datos estructurales más representativos y otras observaciones tomadas en campo. El resto de orientaciones medidas se adjuntan en los mapas del Anexo A.1. Las estereográficas representan las orientaciones de algunas áreas de interés para la interpretación de estructuras en los perfiles de sísmica (ver localización de los mismos en la Figura 3.6). Para la descripción litológica, ver leyenda de las Figuras 3.2 y A.1.

3.3.1.1 Cartografía geológico-estructural de la zona de estudio

El trabajo de campo realizado en la zona de estudio ha permitido revisar la cartografía geológica a escala 1:50.000 existente (IGME, 2004) y actualizarla con mayor detalle en zonas determinadas, especialmente en aquéllas por donde pasaban las líneas sísmicas. Además de elaborar una columna estratigráfica de la zona, se ha recogido un gran volumen de datos estructurales. Todo ello ha facilitado definir puntos de control al realizar la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión, tanto de las capas estratigráficas como de las estructuras, contrastar las observaciones de campo con las interpretaciones de los sondeos, y elaborar el modelo 3D de la cuenca. Además de en las estereográficas de la Figura 3.5, en el Anexo A.1 se muestran varios mapas con todos los datos estructurales tomados en las campañas de campo.

En la zona próxima a la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla, encontramos contados afloramientos del Cuaternario (pleistocenos, fundamentalmente) desplazados y/o fracturados. Algunos niveles de terraza pleistocenos con clastos imbricados próximos a la zona de falla, sí se encuentran basculados hacia el sur, con buzamientos de entre 58-65°, que podrían responder al levantamiento de la falla. No obstante, es en los sedimentos pre-Pleistocenos del bloque de techo de la falla donde se observan evidencias claras de actividad tectónica. Se aprecia claramente un aumento progresivo del buzamiento de limos y conglomerados rojos del Plioceno conforme se aproximan a la falla (Figura 3.4d, f), hasta ponerse subverticales en algunos afloramientos, como se aprecia en el estereograma 1 de la Figura 3.5 y los mapas del Anexo A.1. En esta zona al sur de la sierra de La Muela, la falla se ramifica en varias trazas (Figura A.1e), entre las cuales se han medido niveles de conglomerados rojos con buzamiento de hasta 85°, algunos incluso invertidos. En el bloque de muro de la falla, los conglomerados rojos se encuentran cubiertos por diferentes generaciones de abanicos pleistocenos. Hacia el noreste de la sección, además del basculamiento progresivo de los estratos en la zona de falla, los sedimentos pliocenos conforman pliegues sinclinales angulosos NE-SO (estereográficas 2 y 4 de la Figura 3.5, y Figura A.1d), en los que se observa una rotación del plano axial y posibles discordancias angulares (Figura 3.4e). Las margas de la subcuenca también se encuentran plegadas en varios puntos de la zona de estudio. Destaca, por un lado, el pliegue anticlinal NE-SO de los Barrancos de Gebas (estereográfica 2, Figura 3.5; y Figura A.1d), de geometría abierta e inclinada, cuya delimitación precisa de sus flancos (en las unidades IV y V) es fundamental para la interpretación estructural en la sísmica, como se verá más adelante. El contraste litológico entre los yesos del flanco SE y los sedimentos detríticos rojos (Figura 3.4b) permite inferir la presencia de una discontinuidad que hemos correlacionado con la falla de Barqueros, mencionada en algunas cartografías anteriores. Por otro lado, hacia el extremo NE de la sección aflora un pliegue en margas y yesos messinienses, inclinado, cuyo flanco sur parece verticalizarse en el límite con la falla (Figura A.1b), aunque las medidas en este punto presentan incertidumbre debido a la escasa estratificación de las margas y arenas yesíferas. En el flanco norte, barras de areniscas pliocenas se disponen oblicuamente a las

barras de conglomerados rojos principales, en una aparente discordancia progresiva, lo que manifiesta, además, un diferente comportamiento mecánico de las margas con respecto al resto de materiales detríticos y al bloque de muro. Este pliegue es un afloramiento importante, ya que también se ha identificado en los perfiles sísmicos. Por último, destacaremos el relieve más prominente de la zona de estudio, la sierra de La Muela, formada por calcarenitas y conglomerados del Serravalliense-Tortonense Inferior (Figura 3.4a), mucho más rígidos que los materiales anteriormente citados. Si bien su forma refleja una geometría monoclinial, los cambios de dirección en los datos estructurales medidos a lo largo del frente montañoso (Figura A.1c) muestran un cierre periclinal que apunta, quizá, a un pliegue más cilíndrico que ha sido desmantelado en su flanco sur.

3.3.1.2 Perfiles de sísmica de reflexión

Los perfiles de sísmica de reflexión empleados en este trabajo de investigación fueron adquiridos por la empresa Chevron en varias campañas de exploración de hidrocarburos entre los años 1983 y 1987. Las secciones sísmicas SEG-Y se encuentran disponibles bajo licencia pública en el Sistema de Información Geofísica (SIGEOF) del Instituto Geológico y Minero de España (IGME): <http://info.igme.es/SIGEOF/> (IGME, 2018).

Las líneas sísmicas cubren un área de alrededor de 500 km² en el extremo suroeste de la cuenca de Fortuna, en la subcuenca de Mula-Archena (Figura 3.6). Las líneas orientadas NO-SE son aproximadamente perpendiculares a la AMF. Tres de esas líneas cruzan la zona de falla y el valle del Guadalentín. Otras dos líneas sísmicas orientadas NE-SO son subparalelas a la traza de la falla e intersectan al resto de líneas sísmicas, ayudando a ajustar mejor la interpretación. Los datos sísmicos de estos perfiles de sísmica de reflexión están registrados en “dobles tiempos” (TWT, “Two-way travelttime”), es decir, expresan el tiempo de ida y vuelta que requiere una onda sísmica para viajar desde la fuente hasta un reflector determinado y regresar al receptor de superficie. La dimensión del tiempo en estos perfiles está expresada en unidades de milisegundos (ms). Los datos sísmicos presentan una penetración máxima de 3500 ms TWT, aunque por debajo de los 2000-2500 ms TWT el registro tiene una calidad demasiado pobre para una interpretación en detalle.

3.3.1.3 Sondeos

Los datos procedentes de sondeos emplazados en la zona de estudio ayudaron notablemente a afinar la interpretación (Figura 3.3). Se emplearon 3 sondeos: Murcia 4-1, Mula 2 y Mula 4 (Figura 3.6). El sondeo Murcia 4-1 se realizó en el marco de las campañas de exploración de hidrocarburos anteriormente citadas, mientras que los sondeos Mula 2 y Mula 4 forman parte de un estudio de exploración geotérmica llevado a cabo por Enadimsa, cuyas conclusiones

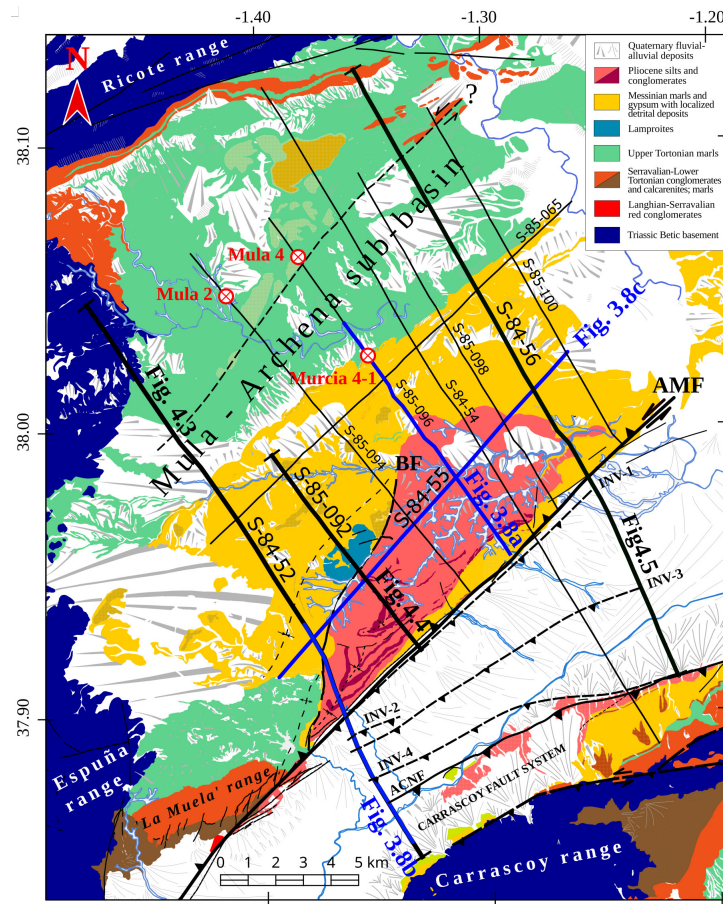


Figura 3.6: Mapa regional de la localización de los perfiles y sondeos interpretados en esta investigación. Las líneas azules representan la localización de los perfiles transversales mostrados en la Figura 3.8. Las líneas negras gruesas se corresponden con los perfiles restituídos en las Figuras 4.3, 4.4 y 4.5. Los sondeos Murcia 4-1, Mula 2 y Mula 4 se muestran con un círculo rojo y blanco. Las fallas en el mapa se correlacionan con las estructuras interpretadas en los perfiles. AMF=Falla de Alhama de Murcia; BF=Falla de Barqueros; ACSF=Falla de Algezares-Casas Nuevas; INV-(1-4)=fallas inversas interpretadas en la depresión del Guadalentín.

se detallan en un informe disponible en el Sistema de Información Documental del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1985).

El sondeo Murcia 4-1 alcanza una profundidad total de 2169 metros. Aparte de la testificación litológica, se realizaron 2 testificaciones eléctricas *in situ* (Figura 3.3): un registro de rayos gamma (GR) y un registro sísmico (DT). El registro de rayos gamma mide la emisión natural de radiación gamma de las formaciones que atraviesa el pozo y, en este caso, se expresó en unidades de radioactividad gAPI. El registro sísmico consiste en la emisión de una onda acústica a través del sondeo y mide el tiempo de viaje de las ondas P con la profundidad, expresado en microsegundos por pie (us/ft). Los sondeos Mula 2 y Mula 4 son más someros (1000 metros y 1020 metros, respectivamente) y en ellos se llevaron a cabo estudios sedimentológicos y de temperatura.

Los 3 sondeos cuya información se ha analizado se encuentran en la mitad norte de la subcuenca, no habiendo sondeos disponibles cerca de la zona de falla de Alhama de Murcia. Sin embargo, la descripción litoestratigráfica del registro de pozo nos ha permitido correlacionar los horizontes interpretados en los perfiles de sísmica de reflexión. Los registros o “logs” del sondeo Murcia 4-1 y el perfil vertical de velocidades han permitido realizar una conversión de tiempos a profundidades. Se ha aplicado una función polinómica Tiempo-Profundidad obtenida a partir del perfil de velocidades del sondeo Murcia 4-1, que ha sido ajustada a continuación empleando la litoestratigrafía de los 3 sondeos analizados. La calibración de los datos sísmicos del sondeo y los perfiles de sísmica de reflexión, así como la interpretación sísmica se ha realizado con el software Petrel (SchlumbergerTM). Esta herramienta ha permitido crear un entorno tridimensional que ha facilitado la correlación cruzada entre perfiles, la cartografía estructural y los puntos de control, así como mejorar la visualización.

3.3.2 Interpretación de unidades litoestratigráficas

Las interpretaciones están ajustadas mediante los datos de los sondeos y también gracias a cartografía de superficie (Figuras 3.2 y 3.5). Aún así, se asumen incertidumbres significativas en la interpretación de horizontes y estructuras. No obstante, a pesar de la pobre calidad de algunos de los perfiles sísmicos, se han identificado los elementos necesarios para evaluar los aspectos marcados como objetivos en esta investigación. En el Anexo A.2 se muestran todos los perfiles de sísmica originales (IGME, 2018) y la interpretación realizada en esta investigación.

Las facies sísmicas más identificables se corresponden con las calcarenitas y conglomerados del Serravallense – Tortoniense Inferior, que hemos definido como Unidad III y que se encuentran atravesadas por el sondeo Murcia 4-1 (Figura 3.3). Estas capas de roca generan en los datos sísmicos un paquete continuo y grueso de fuertes reflectores en contraste con las margas subyacentes y suprayacentes. Constituye, por tanto, un marcador de control muy importante para la correlación entre los perfiles sísmicos y los sondeos.

La transición entre las margas del Tortoniense Superior (Unidad IV) y las margas yesíferas messinienses (Unidad V) también muestra buena reflectividad, probablemente debido a la presencia de capas de evaporitas. Los reflectores con mayor continuidad en la unidad de margas messinienses se han interpretado como marcadores de niveles evaporíticos, distinguiéndose dos marcadores intermedios, además de la base de la unidad: Intra-Messiniense 1 e Intra-Messiniense 2.

Definir la edad de las unidades intra-Messinienses y los eventos evaporíticos a los que pertenecen genera una importante incertidumbre, de acuerdo con estudios recientes centrados en el inicio del confinamiento evaporítico. Asumimos aquí que los marcadores Intra-Messiniense

1, Intra-Messiniense 2 y la base de la Unidad V oscilarían entre el Tortoniense Superior y el Messiniense Superior (7.8 – 5.3 Ma), basándonos en análisis bioestratigráficos, geoquímicos y magnetoestratigráficos (Corbí et al., 2012; García-Veigas et al., 2020; Krijgsman et al., 2000; Lancis et al., 2010; Tent-Maclús et al., 2008).

Como resultado de la conversión a profundidades, se concluye que el depocentro de la cuenca, localizado en el bloque de techo de la Falla de Alhama de Murcia, se incrementa del SO al NE a lo largo de la sección de falla. Los espesores de sedimentos miocenos estimados oscilarían entre los 2200 y 3700 metros. Esto significa que, al menos en la subcuenca de Mula-Archena, la cuña sedimentaria alcanza un espesor de Mioceno considerablemente mayor que el depocentro estimado en la cuenca de Lorca, que sería de menos de 1000 metros según Montenat (1973). La cuenca de Lorca se encuentra al suroeste de la cuenca de Fortuna y también está limitada por la Falla de Alhama de Murcia por su extremo sur.

La secuencia interpretada como de mayor potencia en la subcuenca la forman la unidad del Tortoniense Superior (Unidad IV) y la unidad Messiniense (Unidad V). Basándonos en curvas de subsidencia (Figura 3.7) tomadas de estudios previos realizados en las cuencas intramontañosas Béticas por Cloetingh et al. (1992), Garcés et al. (2001), y Meijninger (2006), se puede concluir que la formación de la cuenca comenzó al comienzo del Tortoniense. La cuenca de Fortuna se encontraba conectada con la actual depresión del Guadalentín al sur y con la zona Prebética al norte, lo que favoreció la acumulación de más de 1000 metros de margas

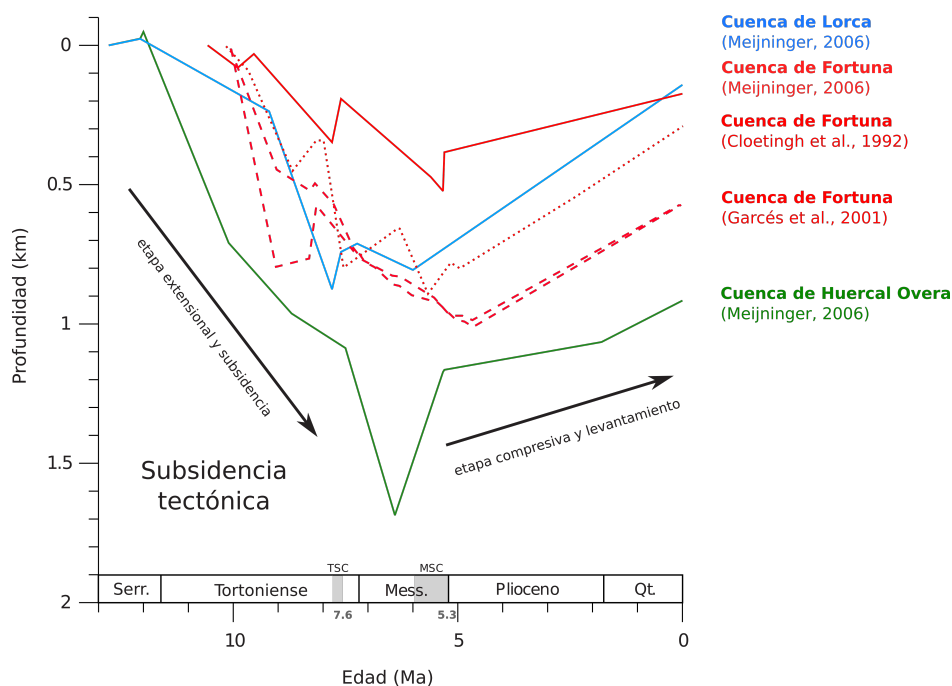


Figura 3.7: Curvas de subsidencia tectónica de las cuencas de Fortuna, Lorca y Huercal Overa, tomadas a partir de Meijninger (2006). Se incluyen las curvas de subsidencia tectónica de estudios previos de Cloetingh et al. (1992) y Garcés et al. (2001). TSC=Crisis salina de Messiniense; MSC=Crisis salina del Tortoniense.

marinas tortonienses, según Garcés et al. (2001). Este escenario concuerda con el gran espesor de la secuencia tortoniense interpretada en los perfiles de sismica de reflexión de nuestro trabajo, cuya correlación es especialmente precisa gracias a los sondeos que intersectan esta unidad. Meijninger (2006), por otro lado, sugiere que hubo un periodo de inactividad entre dos etapas de levantamiento tectónico. Durante este periodo, predominantemente Messiniense, la deformación extensional terminó completamente y precipitó la secuencia evaporítica.

Para uno de los propósitos de esta investigación, la estimación de las tasas de deslizamiento (Capítulo 4), determinar qué etapa de levantamiento se corresponde realmente con el inicio de la inversión tectónica es una cuestión clave. Meijninger (2006) considera que la reactivación ocurrió en la etapa de levantamiento correspondiente al Messiniense tardío – Plioceno temprano; mientras que otros estudios sugieren una edad anterior para otras cuencas de la región, entre el Tortoniense tardío y el comienzo del Messiniense (Cloetingh et al., 1992).

3.3.3 Interpretación estructural

Los sistemas de grandes fallas interpretados en los perfiles de sismica de reflexión usados en esta investigación son, de sur a norte (Figura 3.6): la Falla de Algezares – Casas Nuevas (ACNF), la Falla de Alhama de Murcia (AMF), la Falla de Barqueros (BF) y la Falla de Mula-Archena (mf). En la interpretación, se han considerado como grandes fallas aquellas que tienen una gran continuidad (del orden de kilómetros) tanto en su traza en superficie de acuerdo con observaciones de campo, como en profundidad a partir de las interpretaciones sísmicas. Además de estas estructuras, se han interpretado otras fallas de menor entidad en la cuenca de Fortuna y en la depresión del Guadalentín. Algunas de estas fallas menores presentan un deslizamiento cuantificable, mientras que en otras, la imagen sísmica obtenida no tiene suficiente resolución como para estimar un desplazamiento.

La zona de falla de Alhama de Murcia se muestra en los perfiles sísmicos como un conjunto de difracciones que revelan un área de intensa fracturación. Se ha interpretado en este trabajo como una gran falla que se correlaciona con la traza cartografiada mediante trabajo de campo, fotografías aéreas y modelos digitales de terreno derivados de datos LiDAR. En un contexto geológico más amplio, la zona de falla de Alhama de Murcia forma parte de un área de inversión tectónica compresiva oblicua con un régimen de acortamiento de dirección predominante NNO-SSE. En este área, las fallas normales heredadas de la fase extensional desarrollada durante el Mioceno temprano han experimentado una reactivación a fallas inversas y de desgarre a partir del Mioceno terminal – Plioceno (Meijninger and Vissers, 2006). No obstante, el mecanismo de reactivación se encuentra aún en discusión.

La interpretación de las secciones sísmicas 2D de este trabajo revela algunas estructuras que apoyan que la AMF ha experimentado una reactivación transpresiva. Algunos de

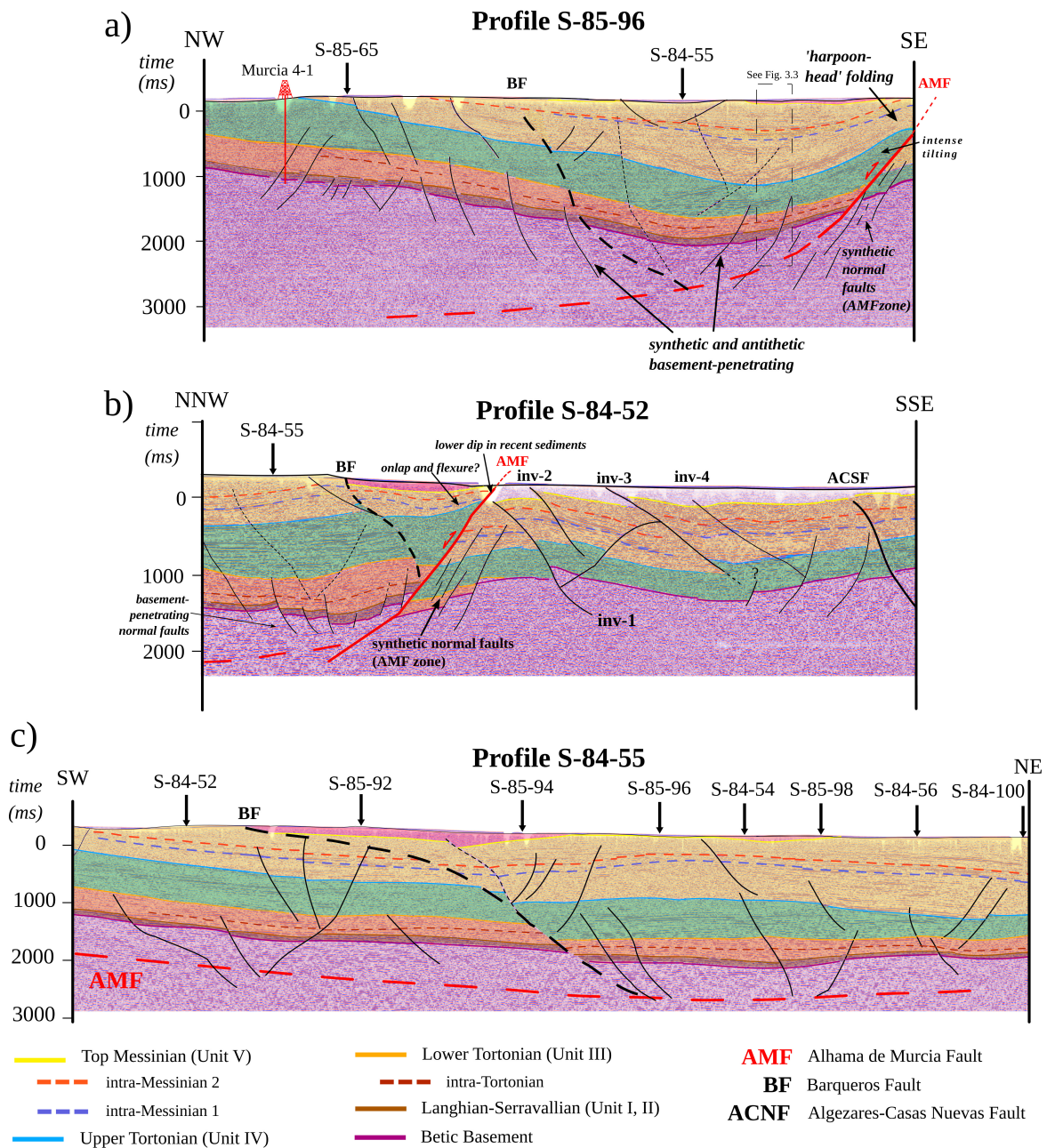


Figura 3.8: Interpretación de perfiles de sismica de reflexión de la subcuenca de Mula-Archena. (a), (b), y (c) muestran la interpretación de los Perfiles S-85-96, S-84-52, y S-84-55, respectivamente. La localización de los perfiles se muestra en la Figura 3.6. El eje de ordenadas se expresa en milisegundos (TWT). Las intersecciones con otros perfiles están indicados con flechas verticales. Los rasgos estructurales descritos en el texto aparecen escritos en cursiva. La traza de la AMF con línea roja discontinua representa la falla normal de bajo ángulo interpretada por varios autores (ver apartado 3.4). AMF=Falla de Alhama de Murcia; BF=Falla de Barqueros; ACSF=Falla de Algezares-Casas Nuevas; INV-(1-4)=fallas inversas interpretadas en la depresión del Guadalentín.

estos rasgos observados se interpretan como estructuras relativamente modernas, es decir, son resultado de la adaptación de las fallas reactivadas a una orientación óptima dentro del nuevo campo de esfuerzos compresivo. En general, las líneas sísmicas muestran pliegues anticlinales levantados afectando las formaciones del Mioceno superior en el bloque de techo de la AMF (Figura 3.5 y Figuras A.1 a A.8). En algunos casos, se puede interpretar una incipiente inversión compresiva con plegamiento de tipo 'arpón' (McClay, 1995) de la secuencia sintectónica (Figuras 3.8a, A.5, y A.7). La superposición 'onlap' y la flexura de las unidades intra-Messinienses interpretadas sobre el techo de la secuencia del Tortoniense superior (Figuras 3.8b y A.4) podría representar una reactivación compresiva progresiva durante el Messiniense, generando un anticlinal "de crecimiento" en el bloque de techo de la falla. Además, algunos perfiles evidencian una disminución del buzamiento de la falla desde una profundidad somera hasta la superficie (Figura 3.8b). Este comportamiento puede asemejarse a numerosos ejemplos observados en fallas inversas en un contexto de inversión compresiva (Figura 3.9). Éstas experimentan una "refracción" de su trayectoria, disminuyendo el buzamiento al atravesar sedimentos Plio-Cuaternarios de cobertera (Sibson y Ghisetti, 2010).

Algunas secciones transversales de dirección NO-SE terminan en la base de los abanicos aluviales Plio-Cuaternarios localizados en el frente norte de la Sierra de Carrascoy (Figura 3.6). En la terminación suroeste de esta sierra, encontramos una amplia zona de falla que se encuentra limitada por dos grandes fallas principales. Por un lado, la Falla de Carrascoy (s.s.): una falla de desgarre sinistral, subvertical, buzando ligeramente hacia el SE y controlando el frente montañoso (Sanz de Galdeano et al., 1998). Por otro lado, la sección suroeste de la zona

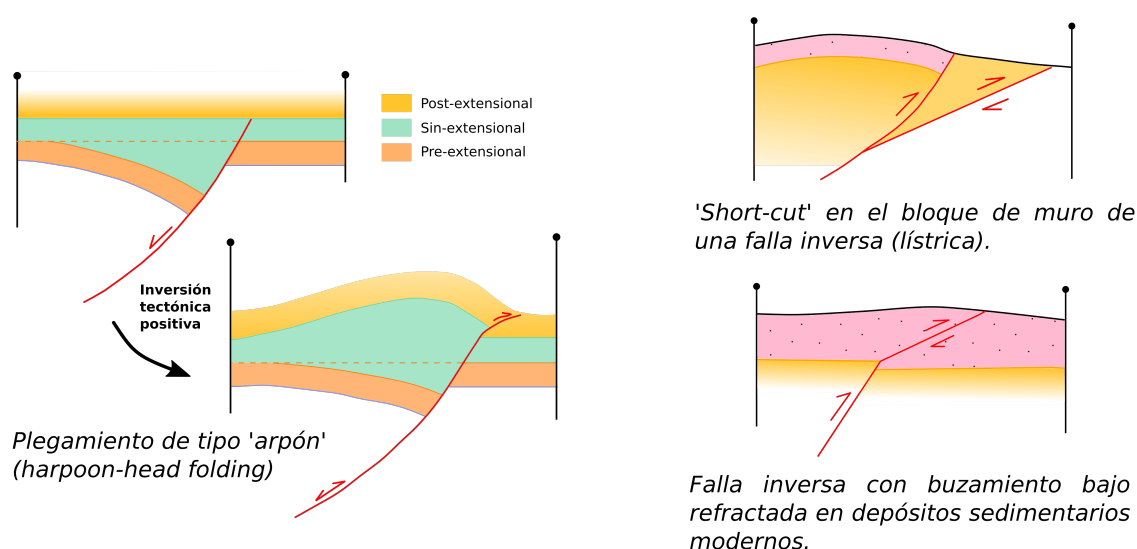


Figura 3.9: Modelos idealizados de algunas estructuras clásicas de inversión tectónica positiva observadas en los perfiles de sísmica de reflexión interpretados en este trabajo. Los esquemas están basados en figuras de Bonini et al. (2012), Sibson y Ghisetti (2010) y Williams et al. (1989) realizadas a partir de observaciones en perfiles sísmicos y modelos análogos.

de falla la constituye la Falla de Algezares-Casas Nuevas (ACNF; Martín-Banda et al., 2016): una falla inversa ciega que buza hacia el sur acomodando pliegues de propagación abiertos a lo largo del segmento. La ACNF ha sido interpretada en el presente trabajo solo en aquellos perfiles cuyos datos sísmicos tienen una calidad razonable que ha permitido identificar posibles difracciones asociadas a la traza cartografiada en superficie por estos autores.

Hay que destacar además que se han podido correlacionar algunas fallas inversas de menor entidad entre varios perfiles a lo largo de la depresión del Guadalentín (INV 1-4; Figuras 3.6 y 3.8b). Estas fallas presentan un buzamiento hacia el SSE y generan pequeños saltos en las unidades del Messiniense y Plioceno. Podrían relacionarse con la actividad cuaternaria del sistema de fallas de Carrascoy, revelando, efectivamente, que la deformación compresiva se propagó hacia el NNO, lo que sostiene la hipótesis de Martín-Banda et al. (2016) sobre el desarrollo de cabalgamientos discretos *en échelon* formando relieves de tipo *'foreberg'* con vergencia hacia el norte.

Otra estructura relevante obtenida de la interpretación sísmica es la Falla de Barqueros (BF; Figura 3.2), cartografiada anteriormente en IGME (1972a) y Montenat y d'Estevou (1999). Se trata de una falla de dirección NNE-SSO, antitética y oblicua a la AMF, que parece unirse a ésta en profundidad, enraizándose desde el basamento (ver, p.ej., las Figuras 3.8b y A.4). En un contexto de extensión, la presencia de una falla normal antitética concuerda con un típico graben de colapso. Aunque el desplazamiento finito actual observado en las Unidades III y IV y parcialmente en la Unidad V concuerda con una falla normal, no puede descartarse una reactivación compresiva bajo el campo de esfuerzos dominante. Otra hipótesis sería que fuese una falla tipo Riedel oblicua a la AMF, que hubiese evolucionado bajo un régimen de desgarre con algo de transtensión, lo que sería coherente con etapas con una convergencia local NNE en lugar de NNO.

En el perfil S-84-55 (Figura 3.8c y A.10), que cruza oblicuamente la Falla de Barqueros (BF), se observa un ligero plegamiento abierto en el bloque de techo. Esta estructura puede asociarse con una estructura *'roll-over'* o también con estratificación sintectónica durante la inversión. Por otro lado, la BF está bordeando, junto con la AMF, un sinclinal desarrollado en los sedimentos continentales Plio-Cuaternarios (Unidad VI). En la cuña generada por la intersección de la AMF y la BF, se observan pliegues angulosos y discordancias internas en los materiales pliocenos aflorantes (Figuras 3.2 y 3.5). Si estos materiales son sintectónicos durante la inversión de la estructura, estos plegamientos implican una deformación reciente condicionada por la presencia de la BF. Estos pliegues pliocenos muestran, además, una posible rotación de su plano axial NE-SO a ENE-OSO (Figura 3.5), lo que podría indicar cambios locales en la orientación del campo de esfuerzos, interfiriendo en la cinemática de las estructuras activas que los limitan.

3.3.4 Modelo estructural 3D del sector suroccidental de la cuenca de Fortuna

Con el objetivo de visualizar mejor la geometría de la subcuenca de Mula-Archena y tratar de resolver alguna de las cuestiones mencionadas previamente, se ha construido un modelo tridimensional basado en la interpretación de los datos de sísmica y sondeos (Figura 3.10). Las superficies se han creado usando el método de interpolación de tipo *kriging*, cuyo algoritmo está incorporado en el software de modelado estructural *MoveTM 3D* (*Petroleum Experts, Petex*). La técnica de *kriging* calcula la relación estadística (varianza) entre datos puntuales separados una distancia similar (Cressie, 1988). Además de las líneas u horizontes que representan el techo de las unidades interpretadas, en este modelo utilizamos datos puntuales, como los marcadores de contacto entre litologías en los sondeos analizados y las medidas estructurales de dirección y buzamiento recopiladas en el campo o partir de la cartografía existente. Estos datos puntuales son incorporados al modelo 3D, junto con los horizontes estratigráficos interpretados en los perfiles sísmicos, y transformados a mallas triangulares tridimensionales mediante la técnica de interpolación. Al construir superficies a partir de secciones que son la mayoría paralelas entre sí (Figura 3.6), se espera que las mallas presenten anisotropías (formas anómalas, que se hundan o comban) sub-paralelas a estas secciones. Para reducir estas anomalías, se han incorporado estas variaciones direccionales en el procedimiento de *kriging* para equilibrar los posibles artefactos y con el objetivo final de lograr una mayor precisión general del modelo.

3.4 Implicaciones de la interpretación sísmica en la geometría e inversión de la sección NE de la Falla de Alhama de Murcia

La interpretación de la Falla de Alhama de Murcia (AMF) en los perfiles de sísmica revela que la orientación media del plano de falla estimado en la sección de Alhama de Murcia – Alcantarilla es N46°E – 59°NO (Figura 3.10), considerando solo la parte superior del plano de falla hasta que penetra en el basamento. El buzamiento medio se ha obtenido a partir de los buzamientos estimados en los Perfiles S-84-52, S-85-92 y S-84-56 (Figura 3.8b y Figuras A.3, A.4, A.8 del Anexo A.2). El análisis del plano de falla 3D, obtenido por interpolación de las trazas interpretadas de todos los perfiles empleados en esta investigación, sugiere un buzamiento medio muy próximo: 56.9°. Por consiguiente, los Perfiles escogidos para los cálculos sucesivos (y que se desarrollan en el Capítulo 4) son representativos de la geometría de la falla en los 3-4 primeros kilómetros de profundidad. En cualquiera de los casos, el buzamiento medio estimado es consistente con el modelo de rotura del plano de falla obtenido para el terremoto de Lorca de 2011 (M_W 5.1) mediante datos InSAR (Martínez-Díaz et al.,

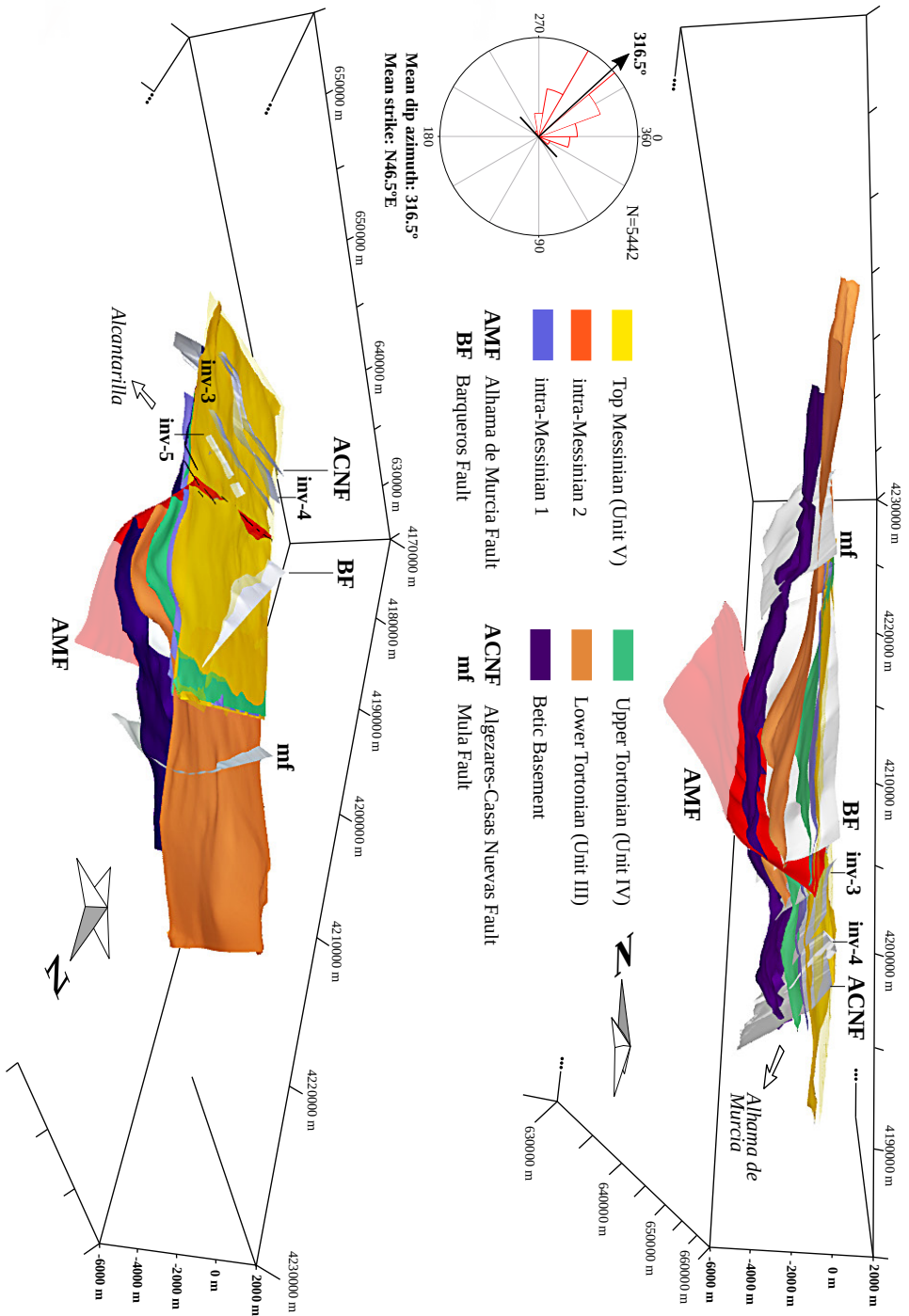


Figura 3.10: Modelo geológico 3D del sector suroccidental de la cuenca de Fortuna y norte de la depresión del Guadalentín, a partir de la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión y los datos procedentes de los sondos. El modelo se muestra desde dos perspectivas: arriba, desde el NO; abajo, desde el N-NE. Resaltamos en rojo el plano de la Falla de Alhama de Murcia considerado en este trabajo. La parte sombreada refleja el modelo de falla de bajo ángulo interpretada por varios autores (ver apartado 3.4) y representada en las Figuras 3.8a, b y c con líneas rojas de trazo discontinuo. El sentido de buzamiento medio (316.5°) se expone en un diagrama de rosa a la izquierda. AMF = Falla de Alhama de Murcia; BF = Falla de Barqueros; ACNF = Falla de Algezares-Casas Nuevas; mlf = falla de Mula; INV-(3-5) = fallas inversas interpretadas en la depresión del Guadalentín. Sistema de coordenadas de referencia: ETRS89/UTM zone 30 N.

2012) y cuyo buzamiento estimado es de 55° . Este plano se corresponde con una de las secciones de la AMF situadas al suroeste de la falla, en la que los citados autores sitúan la fuente del terremoto de Lorca (Martínez-Díaz et al., 2012; López-Comino et al., 2012).

Los ángulos de buzamiento interpretados aquí pueden explicarse mediante una reactivación transpresiva de fallas normales en el Mioceno tardío. Durante una inversión tectónica compresiva, las fallas normales son frecuentemente reactivadas como fallas inversas, pudiendo darse ángulos de buzamiento actuales de entre 45° y 60° (Sibson, 2009). En este trabajo, la interpretación y construcción de un modelo de la geometría de la falla en la terminación NE de la AMF aporta evidencias de la presencia de estructuras extensionales heredadas y la existencia de otras estructuras asociadas con una inversión compresiva localizada (Figura 3.8).

Por debajo del techo del basamento Bético, la interpretación de la falla es incierta, ya que la calidad de los datos es bastante baja por debajo de los 2 s TWT, lo que equivale a unos 4 km de profundidad. Esto requiere, no solo considerar incertidumbres altas en la interpretación de las estructuras que constituyen la base de la cuenca sedimentaria, sino también proponer escenarios que expliquen las posibles geometrías de la falla en profundidad y su interacción con el basamento. Se pueden observar varios reflectores fuertes que algunos autores han interpretado con anterioridad como una falla normal de bajo ángulo que separa el basamento del relleno de la cuenca (Amores et al., 2001; Martínez del Olmo et al., 2006; Rodríguez-Fernández et al., 2012). Esta interpretación sugiere que formaría parte de un sistema de despegue (*detachment*) con buzamiento hacia el NNO (Booth-Rea et al., 2002; Booth-Rea, Azañón y García-Dueñas, 2004). Hemos correlacionado estos intensos reflectores entre perfiles sísmicos y se han enfatizado con una línea discontinua en la interpretación (Figura 3.8 y Anexo A.2). Sin embargo, no hay suficiente información de calidad en los perfiles de reflexión sísmica evaluados aquí para que lleguemos a una conclusión sobre si esta superficie es parte de una falla lítrica o falla de crecimiento (*growth fault*) reactivada posteriormente, como sugieren Meijninger y Vissers (2006).

Lo que sí podemos interpretar en los perfiles son otras fallas menores que penetran la cuenca y el basamento (Figura 3.8). Se puede deducir de las interpretaciones que se trata de fallas normales, tanto sintéticas como antitéticas, que afectarían mayoritariamente a las Unidades II y III del Mioceno Inferior-Medio. Por otro lado, en las Figuras 3.8a, 3.8b y A.4, se muestra otro conjunto de fallas sintéticas interpretadas en el bloque de muro de la AMF. A pesar de su desplazamiento finito de tipo normal, estas fallas podrían haberse reactivado, formando junto con la traza principal de la AMF interpretada en este trabajo, una especie de sistema “en dominó” de posibles fallas normales heredadas (McClay, 1989, 1995). Aunque por los objetivos planteados (restituciones y estimación del deslizamiento) interpretamos la AMF como un plano simple, la zona de falla que constituye esta estructura es mucho más

compleja (Alonso-Henar et al., 2021; Rodríguez-Escudero, 2017). Aunque la expresión de la falla en la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla sugiere una única rama bastante continua, no quiere decir que no vayamos a encontrar una zona de fracturación intensa y otras fallas de menor entidad que configuren, en su conjunto, la zona de falla de Alhama de Murcia en su terminación noreste. Las difracciones interpretadas en las imágenes sísmicas sugieren que, efectivamente, podría haber múltiples fallas sintéticas, aunque aquí solo hayamos interpretado aquellas que tienen correlación entre perfiles y, por tanto, cierta continuidad.

Por tanto, proponemos la presencia de un sistema de fallas normales con medio-alto buzamiento, que principalmente afectan a las unidades del Mioceno inferior y a las calizas y dolomías del basamento, quizá acomodadas por un despegue extensional. La actual componente inversa del desplazamiento en la AMF puede explicarse por la reactivación de una gran falla normal, lo que justificaría la formación de una zona de acomodación y las estructuras extensionales interpretadas. Esta configuración es común en múltiples ejemplos de cuencas invertidas en todo el mundo (e.g., Bishop y Buchanan, 1995; Bulnes y McClay, 1998; Butler, 1989) y modelos experimentales (Bonini et al., 2012). Sin embargo, debemos considerar que el mecanismo de reactivación transpresiva de una falla normal heredada no funciona de la misma manera absorbiendo el acortamiento que acomodando la deformación de desgarre. En este sentido, la orientación óptima del plano de falla con respecto al campo de esfuerzos influye significativamente en el mecanismo de reactivación transpresiva (e.g., Alonso-Henar et al., 2015; Dooley y Schreurs, 2012; Rotevatn y Peacock, 2018). La reactivación lateral de grandes fallas normales solo se ve favorecida por ángulos bajos entre la dirección de acortamiento y la falla (Del Ventisette et al., 2006), es decir, bajos ángulos de cabeceo. Por un lado, los cabeceos estimados en esta investigación (ver explicación con más detalle en la Sección 4.3) no son lo suficientemente bajos: el menor cabeceo obtenido de la descomposición de vectores de acortamiento a partir de datos GPS tomados de Echeverría et al., (2013) es de 25° NE, procedente de la estación *GANU* (ver localización en la Figura 3.1). Por otro lado, las secciones sísmicas disponibles no permiten interpretar si la AMF profundiza como una falla planar por debajo de los 3 km. Por consiguiente, no podemos descartar que un sistema heredado de fallas normales de fuerte buzamiento, como el interpretado en los perfiles de sísmica de reflexión (Figura 3.8a,b), haya acomodado la cinemática de desgarre a una mayor profundidad, en lugar de una falla normal heredada de bajo ángulo. La caracterización sismogénica de la corteza (García-Mayordomo, 2005) sugiere una profundidad de hasta 12 km para la zona frágil, por lo que la propagación de una rotura cosísmica podría involucrar también un plano de falla más profundo y posibilitar el desplazamiento oblicuo.

3.5 Conclusiones

La evolución tectónica reciente de la Falla de Alhama de Murcia en su sección NE está estrechamente relacionada con el desarrollo y la inversión tectónica de la cuenca de Fortuna durante el Mioceno. Una reactivación transpresiva de la falla en el Mioceno tardío podría explicar el buzamiento del plano de falla interpretado ($\sim 59^\circ$) y algunos rasgos estructurales asociados con la inversión localizada observada a partir de datos superficiales y profundos analizados en la cuenca. El análisis de la interpretación sísmica ayuda a restringir un rango preferente de edades entre el Tortoniense tardío y el Mesiniense para la reactivación transpresiva de la Falla de Alhama de Murcia.

Estas observaciones estructurales tienen implicaciones en los modelos de falla propuestos en relación con la geometría y la evolución de la cuenca. Aunque la reactivación transpresiva parece evidente, con nuestros datos no podemos descartar o respaldar si la cuenca de Fortuna, en su sector suroccidental, se desarrolló como una cuenca verdaderamente extensional controlada por una gran falla normal; o si fallas transcurrentes conjugadas controlaron la formación de la cuenca. La mala calidad de los datos sísmicos bajo el basamento Bético dificulta que podamos concluir la presencia de una falla normal de bajo ángulo que separe el basamento del relleno de la cuenca; sin embargo, esto explicaría la formación de una zona de acomodación y las estructuras invertidas típicas observadas. Además, sugerimos la presencia de un sistema de fallas heredadas de alto buzamiento que penetran en el basamento, relacionadas con la zona de falla de Alhama de Murcia, que podrían acomodar el desplazamiento a mayor profundidad y también facilitar la reactivación de la falla con la cinemática sinistral-inversa reciente.

La interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión y los datos de sondeos de la cuenca de Fortuna conducen a un mejor entendimiento del marco tectónico de este área y nos muestran la relación tectono-sedimentaria entre la arquitectura de la cuenca de Fortuna y las fallas interpretadas. La descripción de estas estructuras interpretadas y el modelo tridimensional nos proporcionan, además, los rasgos estructurales y marcadores necesarios para aplicar técnicas de restitución de secciones transversales.

Capítulo 4

Distribución de la tasa de deslizamiento reciente en la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia

4.1 Introducción

La estimación de tasas de deslizamiento en fallas activas es una tarea esencial para mejorar nuestro entendimiento sobre el potencial sísmico y la recurrencia de terremotos en una región (e.g., Youngs y Coppersmith, 1985). La cuantificación de tasas de deslizamiento suscita un cierto grado de complejidad en áreas con deformación regional lenta y moderada sismicidad (Scholz y Cowie, 1990), como la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (Figura 3.1). En esta región, situada al SE de la Península Ibérica y que constituye la rama Bética de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán (De Larouzière et al., 1988), la deformación se distribuye a lo largo de un conjunto variado de fallas. Frecuentemente, este contexto requiere obtener las tasas de deslizamiento a partir de múltiples observaciones (por ejemplo, observaciones geo-estructurales, geomorfológicas o geodésicas), a lo largo de distintas escalas temporales y usando diferentes metodologías (Cowie et al., 2012).

La Falla de Alhama de Murcia (AMF; Figura 4.1), descrita por primera vez por Montenat (1973), es una falla de desgarre sinistral con componente inversa (Bousquet, 1979; Martínez-Díaz, 1998) y orientación N40°E–N65°E. Como se describe en el Capítulo 3, su actividad se remonta, al menos, hasta el Mioceno Superior (Montenat et al., 1987). Desde ese momento, la variación del campo de esfuerzos regional produjo una inversión compresiva de las antiguas cuencas sedimentarias limitadas por la AMF (Martínez-Díaz, 1998; Montenat, 1973), iniciándose así el comportamiento transpresivo que caracteriza a la falla en la actualidad.

La obtención de tasas de deslizamiento neto en una falla de cinemática oblicua requiere la estimación de ambas componentes del deslizamiento, ya sea de manera directa o indirecta: por un lado, la tasa de deslizamiento lateral o a favor de la dirección de la falla (*'strike-slip rate'*) y, por otro lado, la tasa de deslizamiento vertical (*'vertical slip rate'*) o de deslizamiento a favor del buzamiento (*'dip-slip rate'*). Las medidas de tasa de deslizamiento de la AMF se han estimado hasta ahora mediante diversas metodologías, fundamentalmente a través de técnicas morfotectónicas y paleosismológicas, junto con una cuantificación de incertidumbres asociadas (Ferrater et al., 2016, 2017; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). Martínez-Díaz (1998), Martínez-Díaz et al. (2003), y Ortuño et al. (2012) estimaron tasas de deslizamiento lateral basadas en el análisis morfotectónico del desplazamiento de canales aluviales en las secciones al sur de la AMF (secciones Góñar – Lorca y Lorca – Totana; Figura 4.1). Por otra parte, Martínez-Díaz et al. (2003) y Masana et al. (2004) calcularon todas las componentes del deslizamiento de la falla mediante la ejecución de trincheras paleosismológicas. Estos autores estiman una tasa de deslizamiento vertical de 0.04–0.35 mm/a en la sección Lorca – Totana (Figura 4.1) y, usando la orientación de estrías del plano de falla observadas en las trincheras, proponen una tasa de deslizamiento neto de 0.07 a 0.66 mm/a para los últimos 30 ka. Más recientemente, un estudio de paleosis-

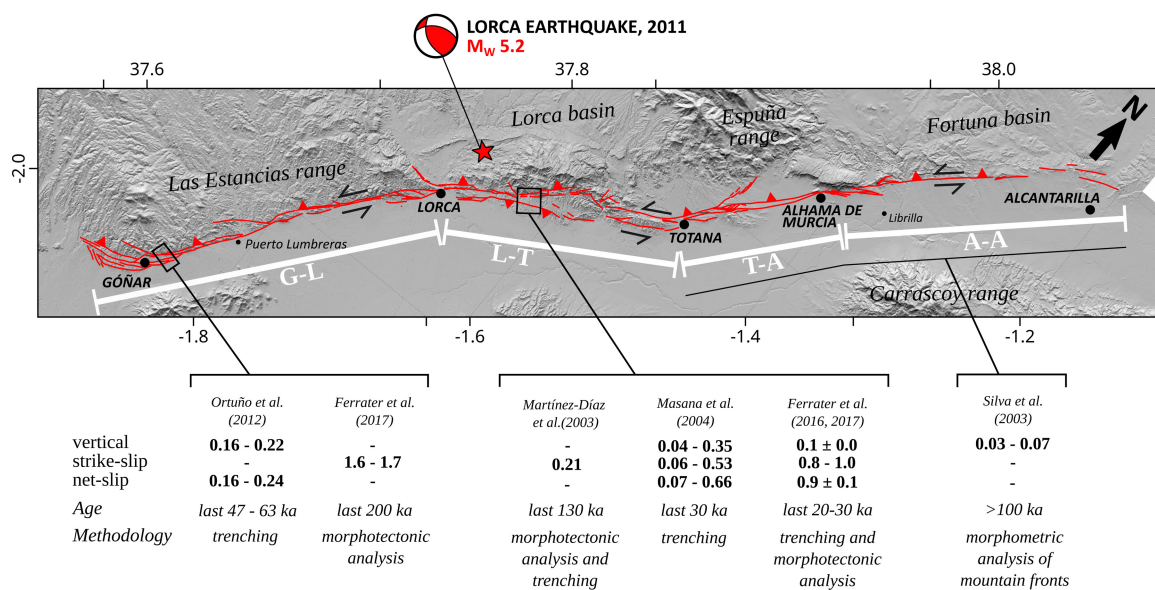


Figura 4.1: Segmentación de la AMF a partir de Martínez-Díaz, Masana, y Ortuño (2012) y resumen de las principales estimaciones de tasas de deslizamiento disponibles para la AMF hasta el momento (Ferrater et al., 2016, 2017; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012; Silva et al., 2003). Las trazas de las fallas representadas en esta figura se han tomado de la Base de datos de fallas activas cuaternarias de Iberia QAFI (*Quaternary active faults database of Iberia v.3*; IGME, 2015). La estrella representa el epicentro del terremoto de Lorca de 2011, magnitud M_W 5.2. Las secciones de la AMF definidas por Martínez-Díaz, Masana, y Ortuño (2012) son: Góñar-Lorca (G-L), Lorca-Totana (L-T), Totana-Alhama de Murcia (T-A) y Alhama de Murcia-Alcantarilla (A-A).

mología 3D (en trincheras transversales entre sí) llevado a cabo en la misma sección (Ferrater et al., 2016) sugiere una tasa de deslizamiento neto de 0.9 ± 0.1 mm/a para los últimos 20 ka, que es un valor significativamente mayor. Asimismo, Ortuño et al. (2012) estiman una tasa de deslizamiento neto de 0.16–0.24 mm/a para los últimos 47–63 ka con base en varios emplazamientos paleosísmicos en la sección Góñar – Lorca.

Por tanto, la mayoría de las estimaciones de tasas de deslizamiento en la AMF se han obtenido a partir de evidencias localizadas en las secciones situadas al suroeste de la falla: Góñar – Lorca y Lorca – Totana (Figura 4.1). En estas secciones, la AMF se encuentra limitando relieves prominentes (las sierras de Las Estancias y La Tercia), y los marcadores geomorfológicos son numerosos (en abanicos aluviales, por ejemplo). De acuerdo con la geometría de la zona de falla, la expresión morfológica y la sismicidad, Martínez-Díaz, Ortuño y Masana (2012) consideran otras dos secciones estructurales en la parte noreste de la AMF (Figura 4.1): Totana – Alhama de Murcia (N40°E) y Alhama de Murcia – Alcantarilla (N45°E). La primera se divide en dos ramas, una de ellas bordeando Sierra Espuña (falla de Amarguillo) con dirección N20°E; mientras que la otra continua parcialmente cubierta por depósitos de abanico aluvial cuaternarios hacia el municipio de Alhama de Murcia. La sección de Alhama de Murcia – Alcantarilla (Figuras 4.1 y 3.2), que constituye la terminación noreste de la AMF, limita la Cuenca de Fortuna en su bloque de techo, pero muestra una leve expresión geomorfológica. Martínez-Díaz (1998) sugiere que la aparente menor actividad de esta sección podría estar relacionada con el aumento de la actividad cuaternaria de la Falla de Carrascosy (Figura 3.1), localizada solo a 5 km al este de la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla.

La escasez de evidencias geomorfológicas que muestren actividad reciente en las secciones de Totana – Alhama de Murcia y Alhama de Murcia – Alcantarilla resulta en la falta de estimaciones de tasas de deslizamiento en la terminación norte de la AMF. Las únicas tasas de movimiento conocidas derivan de una clasificación geomorfológica de frentes montañosos (Silva et al., 2003), estimándose una tasa de levantamiento de 0.03–0.07 mm/a para los relieves que se encuentran actualmente bordeando la depresión cuaternaria del Guadalentín (Figura 4.1).

Buena parte de los terremotos históricos más destructivos que han ocurrido a lo largo del Valle del Guadalentín, incluido el terremoto de Lorca de mayo del 2011 (Martínez-Díaz et al., 2012), parecen estar asociados a la AMF, especialmente a sus secciones del sur (Figura 3.1). Lo mismo ocurre con una parte importante de la pequeña-moderada sismicidad instrumental de la zona. No obstante, el potencial sísmico de las secciones situadas al noreste de la falla no debería desatenderse. El catálogo sísmico histórico (IGN, 2021) contiene referencias de dos terremotos de intensidad EMS VII-VIII (Alhama de Murcia, 1855; Las Torres de Cotillas y Lorquí, 1911) y tres de intensidad EMS VI (Alhama de Murcia, 1864; Alcantarilla, 1902 y 1905), que parecen tener una correlación espacial con el extremo NE de la AMF (Figure 3.1).

El último terremoto instrumental destacable ocurrido cerca de la sección se registró en las proximidades del municipio de Alhama de Murcia en 1996 con una magnitud de mbLg 3.5 (EMS III-IV). La necesidad de aumentar nuestro conocimiento sobre el potencial sismogénico del sector norte de la AMF también está más que justificado por la proximidad a la ciudad de Murcia (Figura 3.1), que tiene una población de más de 400.000 habitantes.

Debido a la ausencia de paleo-evidencias de actividad en el sector noreste de la AMF y a la necesidad de obtener parámetros sísmicos que permitan evaluar la peligrosidad sísmica en este área, la estimación de las tasas de deslizamiento debe abordarse desde otra perspectiva. Tal y como se ha tratado en el Capítulo 3 de esta Tesis Doctoral, la evolución tectónica reciente de la AMF en su sección NE está estrechamente relacionada con el desarrollo y posterior inversión tectónica experimentados en la cuenca miocena de Fortuna y, más concretamente, en su margen suroccidental (subcuenca de Mula-Archena). Los rasgos estructurales de esta cuenca sedimentaria, así como los marcadores estratigráficos deformados en respuesta al movimiento de la falla, pueden usarse para restituir el desplazamiento debido a la reactivación transpresiva de la AMF en el Mioceno tardío. Dicha restitución proponemos abordarla mediante el análisis cuantitativo del desplazamiento en secciones geológicas transversales a la falla.

La restitución de cortes transversales se presentó por primera vez en estudios de tectónica compresiva (e.g., Bally et al., 1966; Dahlstrom, 1969; Mitra y Namson, 1989). Posteriormente, se usó en áreas extensionales (e.g., Davison, 1986; Gibbs, 1983; Groshong, 1989; White y Yielding, 1991) y también en cuencas extensionales invertidas (e.g., Bishop y Buchanan, 1995; Bulnes y McClay, 1998; Butler, 1989; Sibson y Ghisetti, 2010). Las primeras restituciones 2D se llevaron a cabo mediante el método de compensación o equilibrio de áreas (*'area-balanced method'*; Chamberlin, 1910), el método de conservación de la longitud de las líneas/horizontes estratigráficos (*'line-length balancing'*; Dahlstrom, 1969), o la combinación de ambos (Mitra y Namson, 1989). Más tarde, otros métodos de restitución de cortes 2D, como las técnicas de *Trishear* (Allmendinger, 1998), *Flexural slip* (Bulnes y McClay, 1999), y *Fault-parallel flow* (Egan et al., 1997) se han desarrollado considerando los rasgos estructurales de cada régimen tectónico. Estas técnicas de restitución han ido siendo implementadas como algoritmos en paquetes informáticos de modelización que han permitido restituciones de cortes transversales y superficies 3D más rigurosas y complejas en estudios de tectónica activa (e.g., Geiser et al., 1988; López-Mir et al., 2014; Watkins et al., 2017).

En este capítulo, partimos de la interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión y los datos de sondeos de la cuenca de Fortuna que se muestran en el Capítulo 3, y que nos proporcionan los rasgos estructurales y marcadores necesarios para aplicar las técnicas de restitución de secciones transversales. A partir de las restituciones, estimamos los desplazamientos resultantes de la reactivación transpresiva del extremo NE en la Falla de Alhama de Murcia en el Mioceno Superior, y finalmente, analizamos la distribución de la tasa de desli-

zamiento a lo largo de la sección de Alhama de Murcia – Alcantarilla. Las tasas estimadas a partir de las restituciones de esta investigación son tasas de deslizamiento a largo plazo, considerando un intervalo temporal que se remonta al Mioceno tardío – Plioceno.

4.2 Metodología

4.2.1 Restitución secuencial de cortes geológicos transversales

Con el objetivo de evaluar la interpretación de los perfiles de sísmica y analizar cuantitativamente aspectos de la evolución tectónica de la región, se ha llevado a cabo una restitución secuencial 2D aplicando métodos estructurales que simulan la inversión de los procesos geológicos. La restitución de secciones transversales ha permitido evaluar la evolución estructural de la subcuenca de Mula-Archena y cuantificar el acortamiento y el deslizamiento en buzamiento (*'dip-slip'*) relativos a la Falla de Alhama de Murcia (AMF) desde el Mioceno tardío. Las restituciones 2D no permiten evaluar la componente de deslizamiento lateral de la AMF y, por tanto, se ha aplicado otra metodología para lograr la estimación de las tasas de deslizamiento correspondientes, como se explicará en el apartado 4.3. Para la cuantificación y propagación de incertidumbres en los sucesivos cálculos se ha empleado el código en MATLAB de Zecher y Frankel (2009). Este método permite calcular y representar los resultados proporcionando distribuciones de probabilidad de cada medida.

La restitución de secciones transversales se ha llevado a cabo mediante la combinación de dos métodos cinemáticos implementados como algoritmos en el software de modelado estructural *Move 2D*. El método *'Fault-parallel Flow'* (Egan et al., 1997, 1999) ha sido utilizado para modelizar la deformación del bloque de techo que ocurre discretamente entre capas sobre el plano de falla (Figura 4.2a). Como su nombre original en inglés indica, se considera que el movimiento de los horizontes modelizados es paralelo a las otras capas: si consideramos un conjunto de partículas contenidas en el bloque de techo, éstas se trasladarían en un flujo paralelo a la superficie de falla (Ziesch et al., 2014). Este modelo no considera la posible deformación interna a través del bloque de techo; por ello, en este trabajo, hemos asumido una deformación discreta para cuantificar el deslizamiento a favor del buzamiento sobre la falla entre las capas del bloque de techo y las del bloque de muro interpretadas en la sísmica. Es un método independiente de la escala y teóricamente aplicable a un gran rango de geometrías de falla (Brandes y Tanner, 2014), por lo que es compatible con una falla con buzamiento variable en profundidad, como es el caso de la AMF y la Falla de Barqueros (BF).

Para las restituciones que requieren ajustar la geometría de la secuencia del bloque de techo debido a la presencia de estructuras previas, se ha empleado localmente el método de *'Trishear'* (Allmendinger, 1998; Erslev, 1991). El método cinemático *'trishear'* modeliza

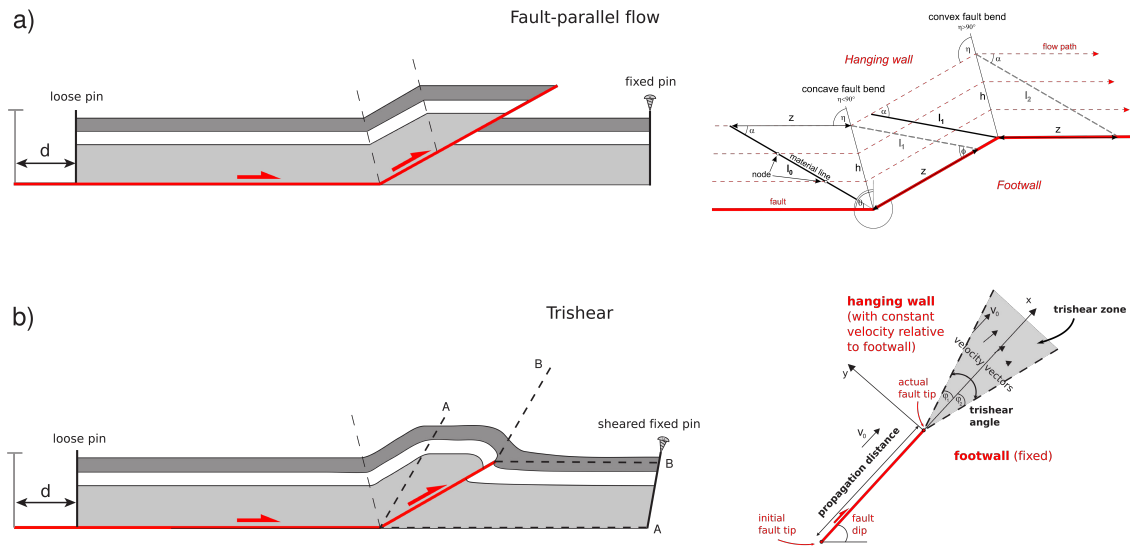


Figura 4.2: Métodos cinemáticos empleados para la restitución de los cortes geológicos transversales. Ambos se encuentran implementados como algoritmos en el software *MoveTM*. a) Método *Fault-parallel flow*. Esquemas basados en Brandes y Tanner (2014) y Ziesch y Tanner (2014). b) Método *Trishear*. Esquemas basados en Allmendinger (1998) y Brandes y Tanner (2014).

deformación dúctil en un área triangular que se propaga desde el extremo de la falla (Figura 4.2b). Este modelo permite combinar varios parámetros que modifican la geometría a medida que se reproduce una determinada cantidad de deslizamiento. Los parámetros más importantes son: el ángulo de la zona triangular, la distribución de la deformación a lo largo de la zona, y el ratio de propagación-deslizamiento. El modelo cinemático ‘*trishear*’ estima la misma cantidad de deslizamiento que el método ‘*Fault-parallel flow*’, aunque el primero permite modelizar estructuras con plegamiento asociado. La combinación de ambos métodos estructurales en este trabajo trata de conseguir un mayor acercamiento a la deformación real de las estructuras estudiadas.

Entre los perfiles sísmicos interpretados, hemos escogido 3 secciones (S-84-52, S-85-92 y S-84-56; ver localización en la Figura 3.6) que son consideradas las más representativas y cuya interpretación nos ha dado mucha información sobre la evolución de la cuenca y la cinemática de las fallas. Los perfiles S-84-52 (Figura 4.3) y S-85-92 (Figura 4.4) están en el sector cercano al municipio de Librilla (Figura 3.2); y el perfil S-84-56 (Figura 4.5) se encuentra en el sector próximo al municipio de Alcantarilla. Por tanto, nos referiremos a los Sectores Librilla y Alcantarilla con el objetivo de simplificar la explicaciones.

En los perfiles que también reflejan las interpretaciones de la secuencia que conforma la depresión del Guadalentín (Figuras 3.8b, 4.3 y 4.5), también se han restituido las fallas inversas (INV- 1 a 4) asociadas con la actividad reciente del sistema de fallas de Carrascoy-Algezares-Casas Nuevas (Figura 3.2). Para estas restituciones se ha seguido una secuenciación

acorde con un sentido de propagación de la deformación hacia el oeste desde la zona de falla de Carrascoy, conforme al modelo que proponen Martin-Banda et al. (2016). En estos casos, hemos medido saltos de 153 (+255/-103) metros para las fallas inversas INV 1-4 (Figura 3.8b), aplicando las funciones de probabilidad de Zechar y Frankel (2009) para un intervalo de confianza del 95.45 % (2σ) en torno a la mediana, lo que denota bastante dispersión de las estimaciones.

En la subcuenca de Mula-Archena, se ha considerado que la Falla de Barqueros (BF) y la AMF pudieron moverse simultáneamente en una secuencia sintectónica durante el Mioceno tardío. Una posible conexión entre la BF y el último episodio volcánico del volcán de Barqueros (Figura 3.2), indicaría la presencia de actividad al menos hace 6-8 Ma (Bellon et al., 1983; Kuiper et al., 2006; Montenat et al., 1975), en el Tortoniense superior – Messiniense. Si suponemos esta implicación, podemos sugerir que su actividad desde entonces también pudo controlar parcialmente, junto a la AMF, el pliegue sinclinal de Librilla (S^a del Cura; Figura 3.4e) que acomoda un considerable espesor de sedimentos detríticos pliocenos (Figura 3.5). Con el objetivo de reproducir la interacción de ambas fallas durante el Tortoniense – Messiniense, los marcadores estratigráficos se han restituído en varias etapas cuya cantidad de desplazamiento medido es sumado sucesivamente.

El horizonte estratigráfico que representa el techo de la unidad Tortoniense, o lo que es lo mismo, el horizonte entre las Unidades interpretadas IV y V (Figura 3.3), consideramos que se trata de un marcador fiable para estimar el deslizamiento mínimo sobre el plano de falla tras la reactivación de la AMF como una falla direccional con una importante componente inversa. Proponemos que la reactivación de la AMF ocurrió, al menos, desde el Tortoniense tardío (Krijgsman et al., 2000, 2006); por tanto, este horizonte marcador es considerado previo al levantamiento de los márgenes de la cuenca y no habría acumulado excesivo desplazamiento extensional comparado con los estratos subyacentes más antiguos. Por el contrario, la secuencia Messiniense (unidades Intra-Messiniense 1 e Intra-Messiniense 2) podría haberse desarrollado tras la inversión de la cuenca, quizás por sedimentación sin-tectónica al levantamiento del bloque de techo; por tanto, el salto o separación de falla revelaría sólo una buena parte pero no la totalidad del desplazamiento final acumulado desde la inversión.

Los resultados estimados a partir de las secciones compensadas muestran el total de saltos o separaciones medidas en el horizonte que representa el muro de la Unidad IV, en sucesivos pasos de la restitución secuencial (Figuras 4.3 y 4.4). Aquí exceptuamos el perfil S-84-56 (Figura 4.5), cuyo desplazamiento o separación total a favor del buzamiento se refiere solo a los marcadores intra-Messinienses. En la Tabla 4.1 se muestran los resultados estimados de desplazamiento medido según el buzamiento (*dip-slip*) y la componente horizontal de la separación a favor del buzamiento (*heave*) en cada corte restituído. Se considera una incertidumbre de ± 3.4 m por cada medida, basándonos en la resolución de las imágenes

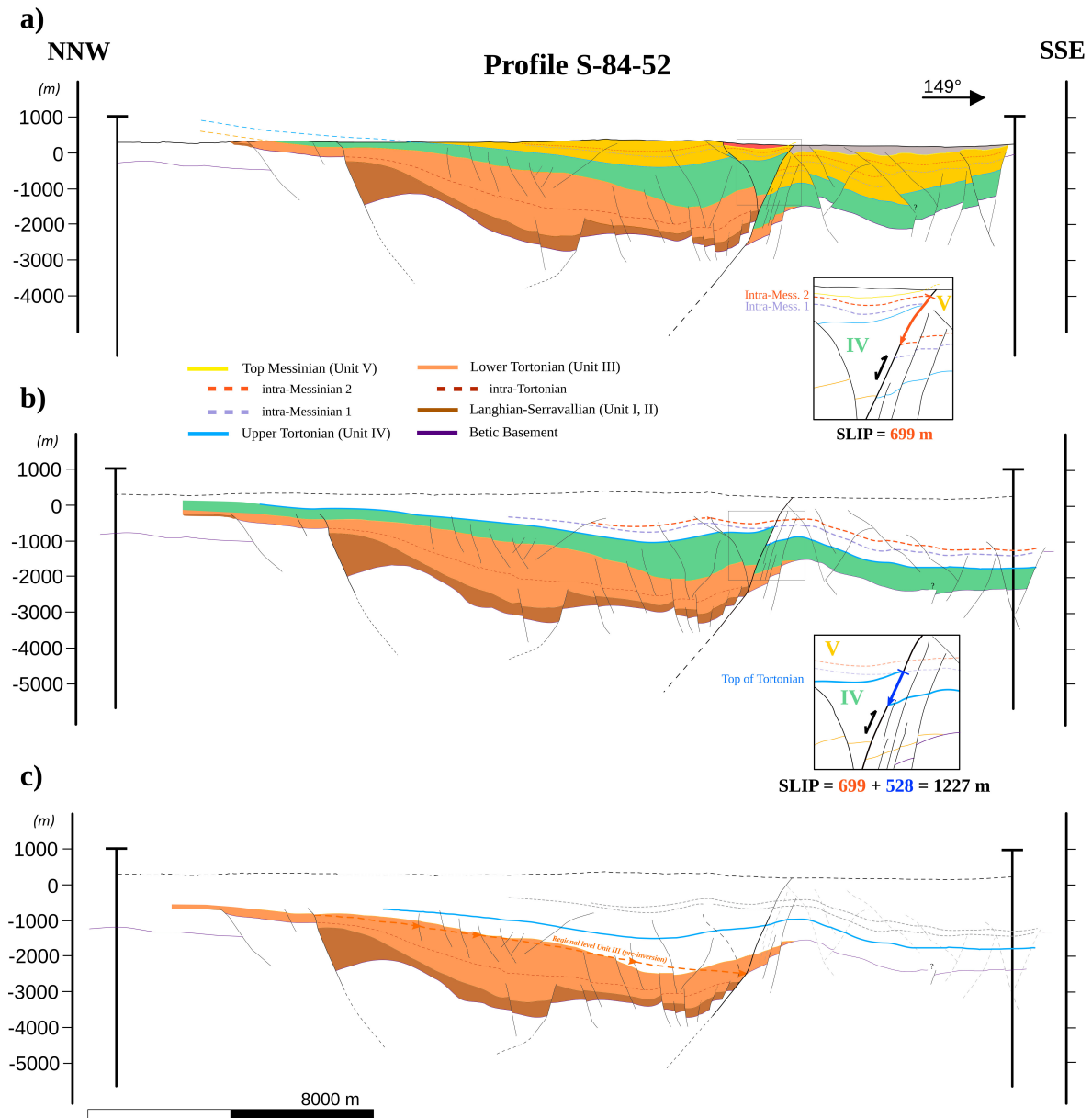


Figura 4.3: Restitución de los marcadores estratigráficos en el Perfil S-84-52. La localización de la línea sísmica se muestra en la Figura 3.6. El eje Y expresa la profundidad por debajo del nivel del mar en metros. (a) Interpretación original basada en los datos de sísmica de reflexión. (b) Etapa correspondiente a la restitución de los marcadores intra-Messinianos (Unidades Intra-Messinian 1 y 2). Antes, se han restituido los saltos o separaciones en las fallas de la depresión del Guadalentín y otras fallas menores de la cuenca, pero estas etapas se han omitido en la figura. (c) Restitución del techo de la unidad Tortoniana (entre las Unidades IV y V). Las restituciones en detalle se exponen en los recuadros entre etapas, con las medidas del desplazamiento estimadas. En (c) se muestra una estimación del nivel regional en el que se encontraría la Unidad III antes de la inversión de la cuenca, lo que nos permite aproximarnos a la cantidad de levantamiento experimentado en el sector de La Muela. El resto de pasos de la restitución que afectan a las Unidades III, II y al Basamento se omiten en la figura porque no están implicadas en los deslizamientos recientes que se quieren cuantificar en este Capítulo.

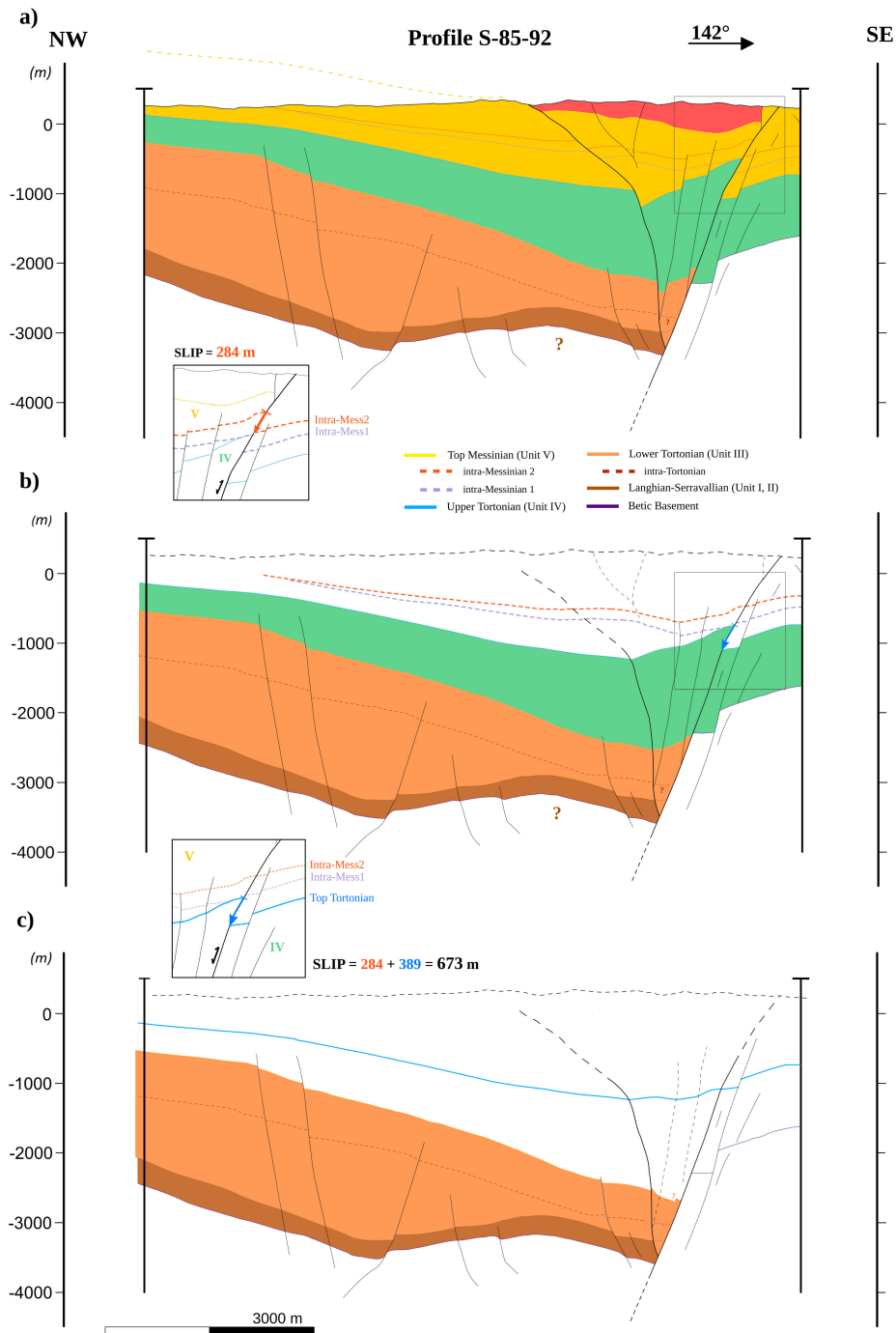


Figura 4.4: Restitución de los marcadores estratigráficos en el Perfil S-85-92. La localización de la línea sísmica se muestra en la Figura 3.6. El eje Y expresa la profundidad por debajo del nivel del mar en metros. (a) Interpretación original basada en los datos de sísmica de reflexión. (b) Etapa correspondiente a la restitución de los marcadores intra-Messinienses (Unidades Intra-Mess 1 y 2). Se han restituido otras separaciones de falla menores, pero estos pasos se han omitido en la figura. (c) Restitución del techo de la unidad Tortonense (entre las Unidades IV y V). Las restituciones en detalle se exponen en los recuadros entre etapas, con las medidas del desplazamiento estimadas.

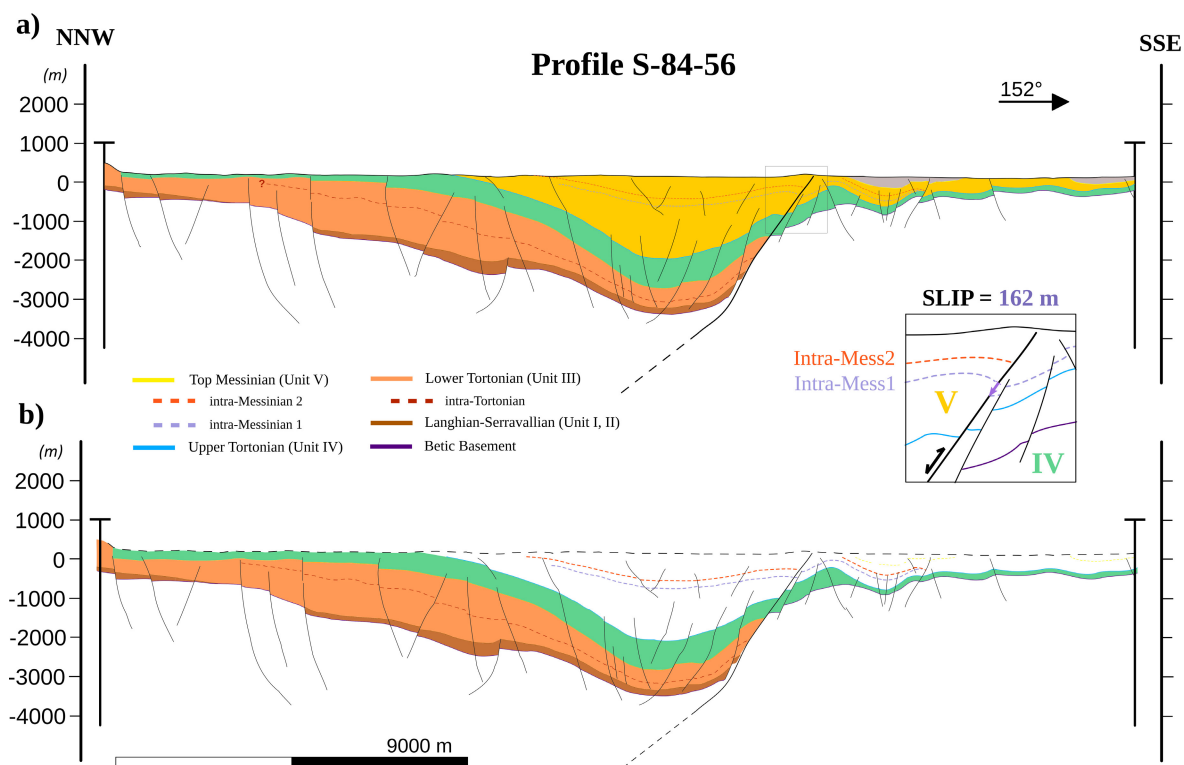


Figura 4.5: Restitución de los marcadores estratigráficos en el Perfil S-84-56. La localización de la línea sísmica se muestra en la Figura 3.6. El eje Y expresa la profundidad por debajo del nivel del mar en metros. (a) Interpretación original basada en los datos de sísmica de reflexión. (b) Etapa correspondiente a la restitución de los marcadores intra-Messinienses (Unidades Intra-Mess 1 y 2). Se han restituido otras separaciones de falla menores, pero estos pasos se han omitido en la figura. Las restituciones en detalle se exponen en los recuadros entre etapas, con las medidas del desplazamiento estimadas.

sísmicas (intervalo de muestreo por cada celda, en milisegundos) transformada a medida de profundidad, en metros.

La restitución de los marcadores seleccionados muestra desplazamientos en buzamiento (*dip-slip*) totales de 1227 m, 673 m y 162 m, en los perfiles S-84-52, S-85-92 y S-84-56, respectivamente (Tabla 4.1). La proyección horizontal del desplazamiento en buzamiento (*heave*) también se ha obtenido usando las herramientas de *Move2DTM* y es dependiente de la geometría de la falla. Los valores estimados son 597 m, 319 m y 92 m, para los perfiles S-84-52, S-85-92 y S-84-56, respectivamente (Tabla 4.1).

Hay que enfatizar que estos resultados son equivalentes a un desplazamiento mínimo en un periodo post-Tortonense, ya que no es posible cuantificar el desplazamiento sin-extensional total de las unidades Serravallense-Tortonenses antes de la reactivación transpresiva. En la Figura 4.3c se muestra una estimación de la separación esperada en el techo de la Unidad III antes de la inversión de la cuenca, basándonos en la basculación regional interpretada hacia el SSE. Esta estimación ha permitido aproximarse a un valor de levantamiento del sector de

Tabla 4.1: Estimación del deslizamiento en la dirección del buzamiento (*dip-slip*) y de la separación horizontal (*heave*) en metros por cada perfil restituído. Se muestra la cuantificación de las dos etapas de restitución: restitución de las unidades Intra-Messininiense 1 y 2 y la restitución del techo de la unidad Tortoniense. Esta última (en negrita) representa el desplazamiento acumulado y la hemos utilizado para estimar las tasas. Se considera una incertidumbre de ± 3.4 m para cada medida.

	<i>DIP-SLIP</i> (m)		<i>HEAVE</i> (m)	
	Intra- Messinian 1-2	Tortonian top horizon	Intra- Messinian 1-2	Tortonian top horizon
S-84-52	699	1,227	377	597
S-85-92	284	673	143	319
S-84-56	162	162*	92	92*

(*) La separación en la dirección del buzamiento total y la separación horizontal total se refieren a la restitución de los marcadores intra-Messinienes.

‘La Muela’ (ver en el siguiente apartado 4.4.3), al suroeste de la sección de Alhama de Murcia - Alcantarilla (Figura 3.2).

4.2.2 Análisis 3D del desplazamiento vertical

Además de la restitución secuencial de secciones transversales, se ha realizado un análisis del desplazamiento vertical de la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia a partir del modelo tridimensional de la subcuenca y la geometría 3D de la falla (Figura 3.10), interpretada previamente a partir de los perfiles de sismica de reflexión (Capítulo 3). En concreto, se ha cuantificado la distribución del salto (*'throw'*) acumulado, que resulta del desplazamiento vertical del bloque de techo de la falla. Para ello, se comparan las intersecciones de las capas estratigráficas con el plano de falla en ambos bloques. Aunque los principios fundamentales del análisis del salto vertical de fallas en geología estructural pueden aplicarse en estructuras que acomodan cualquier orientación del deslizamiento, la mayor parte de los trabajos previos lo han aplicado en fallas normales (e.g., Bull et al., 2006; Faure-Walker et al., 2009; Roberts y Michetti, 2004); y en ocasiones para fallas inversas u oblicuas (e.g., Chamot-Rooke et al., 1993; Krishna et al., 2009; Litchfield, 2001). Además, es común usar esta metodología para evaluar la reactivación de fallas normales a fallas de diferente cinemática (inversas u oblicuas) mediante la distribución espacial del salto vertical acumulado a lo largo de las fallas (Baudon y Cartwright, 2008; Giba et al., 2012; Nixon et al., 2014). En este trabajo, el análisis del desplazamiento vertical en 3D permite:

- i. Evaluar la distribución del desplazamiento en el sector norte de la Falla de Alhama de Murcia a lo largo de la traza de la falla. El objetivo es extender el análisis cuantitativo del desplazamiento de la falla a las tres dimensiones y compararlo con los resultados de las restituciones de las secciones transversales.

- ii. Identificar las zonas donde los horizontes estratigráficos registran una inversión positiva como resultado de la reactivación transpresiva. En este trabajo, los valores positivos de desplazamiento vertical implican un deslizamiento inverso consecuente a la reactivación, mientras que los valores negativos implican bajo o incluso nulo deslizamiento, que no ha sido capaz de compensar el salto en buzamiento producido por la deformación previa a la reactivación.

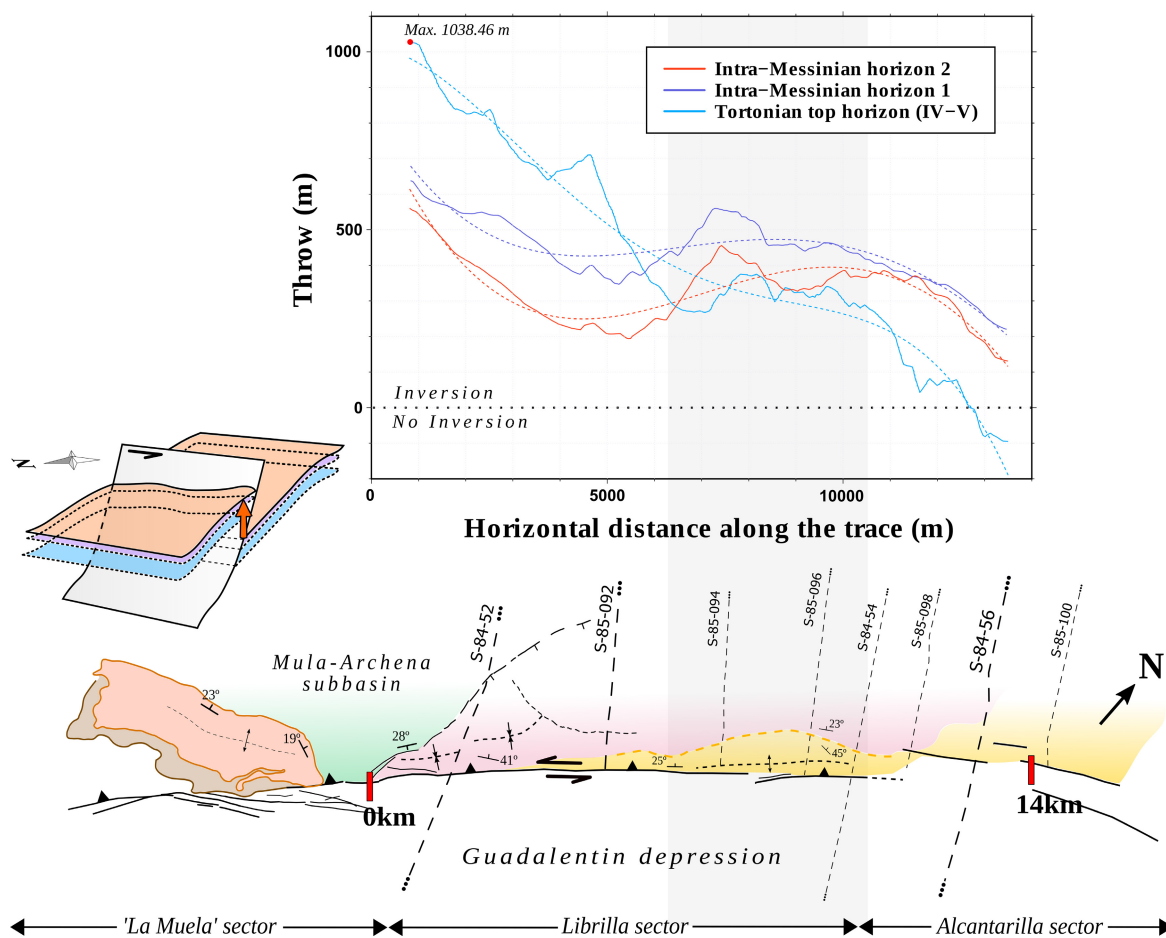


Figura 4.6: Distribución del salto vertical (en metros) a lo largo de la traza de la terminación norte de la AMF, de acuerdo con el análisis del desplazamiento vertical. La gráfica muestra una disminución de la separación vertical del SO al NE de la sección, con la excepción de una zona situada a una distancia entre 6 y 11 km, que está sombreada en la gráfica (ver explicación en el texto). Los valores positivos del salto se refieren a una inversión tectónica positiva, mientras que los valores negativos implican un deslizamiento bajo o incluso nulo (no implica inversión). Las líneas discontinuas representan la tendencia polinómica ajustada a los datos de cada marcador. Abajo, se ilustra esquemáticamente la posición de los perfiles sísmicos, las fallas y algunas estructuras relacionadas con el gráfico. La omisión de los primeros y últimos metros del gráfico se debe a irregularidades observadas en los bordes de las superficies 3D relacionadas con el método de interpolación. A la izquierda, un esquema del modelo 3D ilustra el método de análisis del salto vertical.

El análisis de la distribución del desplazamiento muestra una disminución del salto vertical acumulado a lo largo del segmento de falla, desde el suroeste hacia el noreste (Figura 4.6). El techo de la unidad Tortoniense (Unidad IV) acumula el mayor desplazamiento vertical, mientras que los marcadores intra-Messinienses muestran un salto vertical que disminuye a 400-500 metros en el sector de Librilla. Hacia el noreste, la diferencia de salto vertical entre los marcadores estratigráficos se reduce significativamente hasta alcanzar valores negativos. Desde ese punto (~ 13 km), el salto aparente cambia a un desplazamiento de falla normal, probablemente debido a que la disminución del acortamiento hacia el noreste evita la inversión de las estructuras extensionales previas. Se observa un incremento notable del salto vertical acumulado en todos los marcadores analizados entre los kilómetros 6 y 11 (Figura 4.6). Esta zona coincide con una estructura antiformal donde afloran las margas y yesos messinienses (Unidad V; Figuras 3.2 y 3.5). En las secciones sísmicas, se ha interpretado una inclinación de los horizontes superiores del bloque de techo, asemejándose a una estructura “en arpón” descrita anteriormente (Figuras 3.8a y A.5), en materiales que parecen comportarse más dúctilmente. No obstante, el salto en este caso no es tan grande como el interpretado en el marcador Tortoniense al suroeste de la sección (sector Librilla).

4.3 Resultados: estimación de tasas de deslizamiento

De acuerdo con el análisis 2D y 3D del deslizamiento experimentado a lo largo del segmento noreste de la Falla de Alhama de Murcia (AMF), se han estimado tasas de deslizamiento a largo plazo (Tablas 4.2 y 4.3). El objetivo final es evaluar las implicaciones de la actividad de esta parte de la falla en la peligrosidad sísmica de la región, muy próxima al área metropolitana de la ciudad de Murcia (con aproximadamente 450.000 habitantes según el censo de 2019).

En primer lugar, asumimos que la componente horizontal de la separación o salto en buzamiento (*'heave'*) es una medida del acortamiento asociado con el deslizamiento sísmico de esta sección de la falla. Asimismo, se discutirá la implicación de una posible deformación interna condicionada por el acortamiento, y que podría reflejarse en la existencia de pliegues anticlinales y sinclinales en el bloque de techo de la falla (Figura 3.5).

La etapa en la que comienza la inversión de la cuenca neógena de Fortuna (y más concretamente, su parte occidental) es una cuestión en discusión. Basándonos en el marco geodinámico regional (e.g., Armijo, 1977; Martínez-Díaz, 1998; Meijninger y Vissers, 2006; Montenat et al., 1987), el inicio de la inversión se habría producido en el Mioceno tardío – Plioceno. Algunos autores sugieren la existencia de un control tectónico local sobre la formación de las evaporitas presentes en la Cuenca de Fortuna, en respuesta al levantamiento de los márgenes de la cuenca. Estos trabajos sitúan dicho levantamiento en edades en torno al Tortoniense

Tabla 4.2: Tasas de deslizamiento en la dirección del buzamiento (*dip-slip rate*) y tasas de acortamiento (*shortening rate*), en mm/a.

Perfil – Sector	<i>DIP-SLIP RATE (mm/yr)</i>		
	Mediana	Intervalo 68.27 %	Intervalo 95.45 %
S-84-52 – Sector Librilla	0.198	+0.036/–0.027	+0.054/–0.035
S-85-92 – Sector Librilla	0.109	+0.020/–0.015	+0.030/–0.019
S-84-56 – Sector Alcantarilla	0.026	+0.005/–0.004	+0.007/–0.005
Perfil – Sector	<i>SHORTENING RATE (mm/yr)</i>		
	Mediana	Intervalo 68.27 %	Intervalo 95.45 %
S-84-52 – Sector Librilla	0.096	+0.018/–0.013	+0.027/–0.017
S-85-92 – Sector Librilla	0.051	+0.009/–0.007	+0.014/–0.009
S-84-56 – Sector Alcantarilla	0.015	+0.003/–0.002	+0.004/–0.003

Nota: Los resultados se presentan siguiendo el formato probabilista propuesto por Zechar y Frankel (2009). Se ha considerado el rango de edades entre los últimos 4.8 y 7.6 Ma como una distribución de incertidumbres uniforme rectangular de tipo *boxcar*, mientras que para la incertidumbre de los valores del desplazamiento (± 3.4 m) hemos tomado una distribución Gaussiana-normal. Las distribuciones de probabilidad se muestran en la Figura 4.7.

superior (7.6-7.8 Ma; Krijgsman et al., 2006) y el Plioceno inferior (4.8 Ma; Garcés et al., 2001). Así pues, para la estimación de las tasas de deslizamiento en nuestra investigación, se ha considerado un rango de 7.6 – 4.8 Ma (Tabla 4.2).

La edad es la incertidumbre más representativa de nuestro análisis, ya que la contribución de las incertidumbres asociadas a las medidas del desplazamiento (± 3.4 m; ver apartado 4.2.1 sobre las Restituciones) es casi insignificante cuando las propagamos a la estimación de las tasas. Por consiguiente, el error del desplazamiento se ha considerado únicamente en la estimación de las tasas de deslizamiento según el buzamiento y las tasas de acortamiento. Se ha empleado el código en MATLAB de Zechar y Frankel (2009) para calcular y presentar las tasas de deslizamiento, proporcionando modelos de incertidumbre de cada medida estimada en este trabajo. Las distribuciones de probabilidad de las tasas de deslizamiento estimadas se muestran en la Figura 4.7.

Tasas de deslizamiento según el buzamiento (*‘dip-slip rates’*) y tasas de acortamiento (*‘shortening rates’*)

En el sector de Librilla, las tasas de deslizamiento en buzamiento (*‘dip-slip rates’*) oscilan entre 0.198 ($+0.054/–0.035$) mm/a para el Perfil S-84-52, y 0.109 ($+0.030/–0.019$) mm/a en el Perfil S-85-92, donde los límites de la desviación asimétrica se corresponden con un intervalo de confianza del 95.45 % en torno a la mediana (Tabla 4.2). En el sector de Alcantarilla (Perfil S-84-56), los valores estimados son bastante menores: 0.026 ($+0.007/–0.005$) mm/a.

Por tanto, las tasas de acortamiento estimadas a partir de los valores de la proyección

horizontal (*'heave'*) del salto en buzamiento siguen la misma tendencia que las tasas *'dip-slip'* (Tabla 4.2): 0.096 (+0.027/−0.017) mm/a, 0.051 (+0.014/−0.009) mm/a y 0.015 (+0.004/−0.003) mm/a para los Perfiles S-84-52, S-85-92 y S-84-56, respectivamente, con el mismo intervalo de confianza. La Tabla 4.2 contiene los resultados con incertidumbres en torno a la mediana equivalentes a un intervalo de confianza del 95.45 % y del 68.27 %, mientras que las distribuciones de probabilidad se muestran en la Figura 4.7.

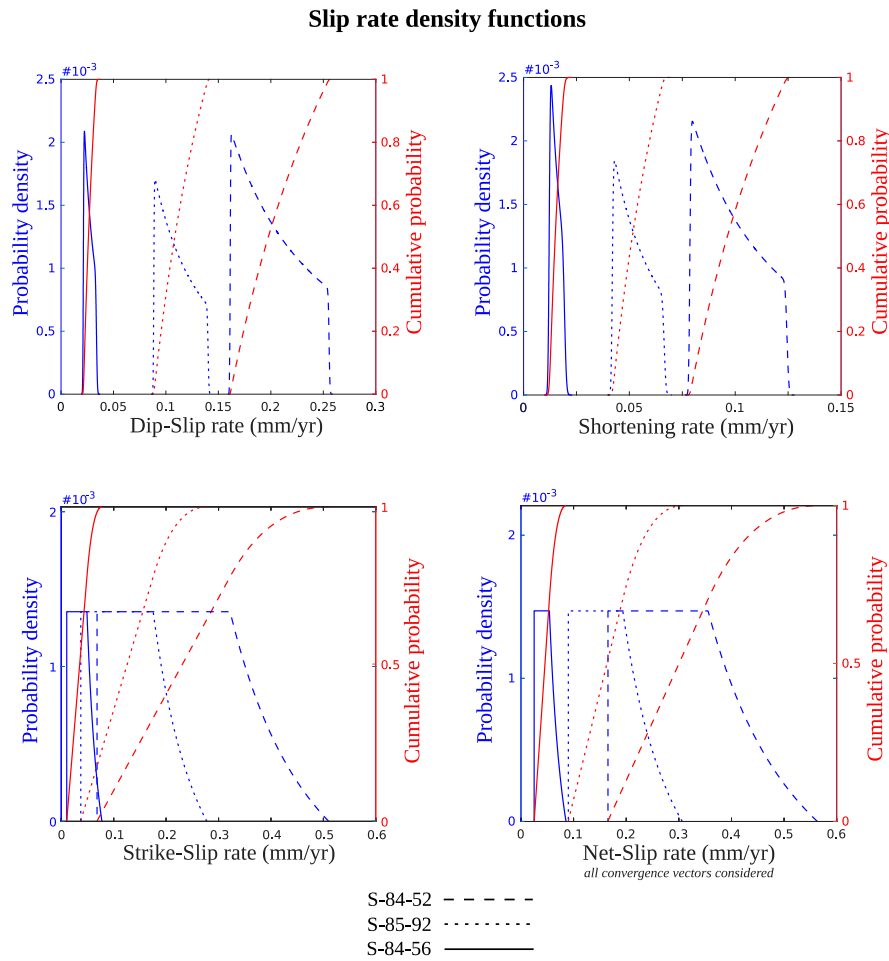


Figura 4.7: Funciones de densidad de probabilidad de las tasas de deslizamiento para los perfiles analizados, calculadas utilizando el paquete de *software* de Zechar y Frankel (2009). Las distribuciones de probabilidad de tasa de deslizamiento facilitan la comparación y síntesis de múltiples tasas. Las gráficas de abajo (tasa de deslizamiento lateral/ *'strike-slip'* y deslizamiento neto / *'net-slip'*) evidencian una superposición de los modelos de incertidumbre del sector de Librilla (S-84-52 y S-85-92), mientras que las tasas de deslizamiento del sector de Alcantarilla (S-84-56) son menores. La distribución de probabilidad a lo largo del tramo es homogénea y muestra una disminución de las tasas de deslizamiento hacia el sector de Alcantarilla. Para las distribuciones de probabilidad de la tasa de deslizamiento en la dirección de buzamiento (*'dip-slip'*) y la tasa de acortamiento (*'shortening'*), se ha considerado un rango de edades entre los últimos 4.8 y 7.6 Ma como una distribución rectangular (*'boxcar'*), con una incertidumbre Gaussiana de desplazamiento de ± 3.4 m. Para las distribuciones de probabilidad de las tasas de deslizamiento lateral y deslizamiento neto, se han considerado todos los vectores de movimiento a partir de datos GPS. La distribución de probabilidad del deslizamiento neto para el caso de los vectores de convergencia GPS que consideramos preferentes se muestra en la Figura 4.10.

Tasas de deslizamiento lateral (*'strike-slip rates'*) y tasas de deslizamiento neto (*'net-slip rates'*)

La restitución de perfiles geológicos no resuelve la estimación del deslizamiento lateral medido según la dirección de la falla (*'strike slip'*), que es un parámetro necesario para obtener la tasa de deslizamiento neto en esta sección de la Falla de Alhama de Murcia. Como a lo largo de la sección noreste de esta falla no hay afloramientos o indicadores geomorfológicos claros que permitan cuantificar la separación lateral, hemos optado por la siguiente aproximación: se ha llevado a cabo una descomposición de las direcciones de vectores de movimiento horizontal GPS registradas por la red de estaciones geodésicas CuaTeNeo (“Cuantificación de la Tectónica actual y Neotectónica”; Echeverría et al., 2013). Esta red geodésica se estableció en el año 1996 al SE de las Béticas con el fin de cuantificar deformaciones corticales en una región que incluye principalmente a la AMF, la Falla de Palomares y la Falla de Carboneras (Figura 2.2). Para tomar las direcciones de los vectores GPS, asumimos que el desplazamiento intersísmico es representativo del movimiento producido desde que el acortamiento regional NNO-SSE se volvió dominante en la Cordillera Bética en el Mioceno Superior.

La Figura 4.8 muestra las direcciones geodésicas registradas en las estaciones GPS: PURI, MAJA, MONT y GANU (datos originales tomados de Echeverría et al., 2013; ver en Figura 3.1), pero sustrayendo el valor medio de la orientación de los vectores GPS de las estaciones ESPU y TERC con el objetivo de considerar el bloque de techo NO de la AMF como marco fijo de referencia. Por consiguiente, las direcciones recalculadas de los vectores de velocidad se encuentran orientadas: N358°E (PURI), N007°E (MAJA), N013°E (MONT) y N033°E (GANU). Estas direcciones pueden descomponerse en un vector paralelo a la falla (b en la Figura 4.8), equivalente al movimiento lateral o de desgarre de la AMF; y en un vector ortogonal (a) que asumimos que equivale a la componente de acortamiento. Las medidas de acortamiento, obtenidas mediante las secciones restituidas (Tabla 4.2), son proyectadas a la dirección ortogonal a la falla, cuyo valor se corresponde con el sentido de buzamiento medio del plano de la AMF (Figura 3.10). Los ángulos que forman el sentido de buzamiento medio (317°) con las orientaciones de los Perfiles S-84-52, S-85-96 y S-84-56 son: 12.5°, 5.5° y 15.5°, respectivamente (ver Figura 4.9 en la Discusión). Por otro lado, se ha asumido un ángulo medio de buzamiento del plano de falla de 59° en todos los casos, basándonos en los buzamientos interpretados en los perfiles y considerando solo la parte más superficial de la corteza, es decir, la parte de la zona de falla entre la superficie y su intersección con el basamento (ver p.ej. la Figura 3.8b).

En la Tabla 4.3 se muestran los resultados de tasas de deslizamiento lateral basados en la descomposición de las direcciones de vectores de velocidad GPS combinadas con los deslizamientos sobre la falla estimados mediante restitución de perfiles transversales. Una simple comparación con la Tabla 4.2 permite estimar un ratio entre la tasa de deslizamiento

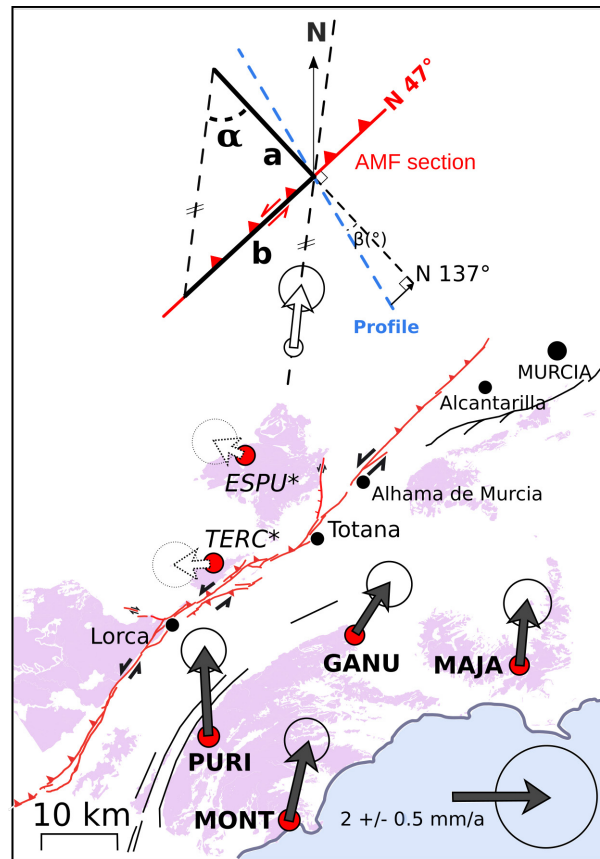


Figura 4.8: Arriba, esquema de la descomposición de las direcciones de vectores de deslizamiento horizontal GPS y proyección de las componentes del deslizamiento en la sección de falla. Abajo, vectores de convergencia local rotados a partir de los datos procesados por Echeverría et al. (2013), pero considerando el bloque norte del AMF como marco de referencia, restando un valor medio de las estaciones geodésicas ESPU* y TERC*. Ver la Figura 3.1 para las orientaciones originales de los vectores.

según el buzamiento y la tasa de deslizamiento lateral (*dip – slip rate / strike – slip rate*) igual a 0.86 en el sector de Librilla, mientras que la proporción obtenida en el sector de Alcantarilla es ligeramente inferior, 0.74.

Asimismo, las tasas de deslizamiento lateral obtenidas (Tabla 4.3) denotan una moderada dispersión en los resultados debido a las diferentes orientaciones de los vectores de movimiento registrados en las estaciones GPS cercanas. En la Figura 4.9, donde se proyectan los cabeceos de los vectores de deslizamiento neto obtenidos (círculos en escala de gris), es evidente el sesgo derivado de la dispar orientación del azimut registrado en la estación GANU. Los ángulos de cabeceo sobre el plano de la AMF estimados a partir del vector de deslizamiento neto son: 66° NE (respecto a PURI), 58° NE (respecto a MAJA), 53° NE (respecto a MONT) y 25° NE (respecto a GANU).

Finalmente, mediante la integración de todas las estimaciones y sus respectivas incertidumbres, se han obtenido las siguientes tasas de deslizamiento neto. En el sector de Librilla,

hemos estimado una tasa de deslizamiento neto de 0.300 (+0.195/−0.129) mm/a en el Perfil S-84-52, y una tasa de deslizamiento neto de 0.163 (+0.106/−0.070) mm/a en el Perfil S-85-92, donde la incertidumbre en torno a la mediana es equivalente al intervalo de confianza de 95.45 % (Tabla 4.3). En el sector de Alcantarilla, la tasa de deslizamiento neto estimada es de 0.046 (+0.030/−0.020) mm/a. De nuevo, los resultados para ambos intervalos de confianza del 95.45 y 68.37 %, se muestran en la Tabla 4.3. Una mayor incertidumbre en el límite superior denota de nuevo la dispersión causada por las diferentes direcciones de convergencia registradas en la región.

Tabla 4.3: Tasas de deslizamiento lateral o de desgarre (*strike-slip rate*) y tasas de deslizamiento neto (*net-slip rate*), en mm/a.

Profile – Sector (<i>considerados todos los vectores de convergencia GPS</i>)	<i>STRIKE-SLIP RATE</i> (mm/a)		
	Mediana	Intervalo 68.27 %	Intervalo 95.45 %
S-84-52 – Sector Librilla	0.232	+0.114/−0.112	+0.208/−0.156
S-85-92 – Sector Librilla	0.126	+0.062/−0.061	+0.113/−0.085
S-84-56 – Sector Alcantarilla	0.035	+0.017/−0.017	+0.032/−0.024
	<i>NET-SLIP RATE</i> (mm/a)		
	Mediana	Intervalo 68.27 %	Intervalo 95.45 %
S-84-52 – Sector Librilla	0.300	+0.102/−0.092	+0.195/−0.129
S-85-92 – Sector Librilla	0.163	+0.055/−0.050	+0.106/−0.070
S-84-56 – Sector Alcantarilla	0.046	+0.015/−0.014	+0.030/−0.020

Nota: Los resultados se presentan siguiendo el formato probabilista propuesto por Zechar y Frankel (2009). Se ha definido un rango de edades entre los últimos 4.8 y 7.6 Ma, y para la proyección de los desplazamientos se han usado todos los vectores de movimiento tomados de las estaciones GPS de la red CuaTeNeo, adaptados a nuestro trabajo a partir de los datos de Echeverría et al. (2013). Las distribuciones de probabilidad, de diferente tipología, se muestran en la Figura 4.7.

4.4 Discusión

4.4.1 Criterios asumidos para las estimaciones

El estudio de la terminación noreste de la Falla de Alhama de Murcia (AMF) surge de la necesidad de obtener tasas de deslizamiento a largo plazo en un área generalmente considerada “de baja o nula actividad”, con apenas evidencias cuantificables de actividad tectónica cuaternaria (García-Mayordomo, 2005; Silva et al., 2003). La estimación de tasas de deslizamiento es compleja donde hay implicadas estructuras fruto de un proceso de inversión tectónica. El desplazamiento finito que se observa en estas estructuras puede ser menor del que realmente experimentan, e incluso el sentido aparente del desplazamiento puede ser opuesto al esperado en el campo de esfuerzos dominante, mostrando una evidencia engañosa de inactividad (Sibson y Ghisetti, 2010).

Aunque de las interpretaciones de horizontes y fallas surgen incertidumbres, y a pesar de la baja calidad de los datos sísmicos, se han podido identificar los marcadores requeridos para la restitución del deslizamiento. Las incertidumbres derivadas de la resolución de los datos de geofísica (± 3.4 m) en cada sección transversal se han incorporado a los resultados obtenidos a través de las restituciones. Las limitaciones de los algoritmos usados para reproducir los mecanismos cinemáticos se han resuelto combinando varios métodos, produciendo así una deformación resultante estructuralmente consistente. El método '*Fault parallel-flow*' (Figura 4.2a) asume una conservación de volumen en el bloque de techo entre el estado deformado y el estado restituido (Egan et al., 1997), aunque la longitud del estrato no se preserva en algunos casos (Ziesch et al., 2014). En las secciones transversales de este trabajo, se han calculado valores muy bajos de elongación de las líneas ($e < 0.02$); por tanto, asumimos que el efecto de la geometría de la falla sobre la longitud de las líneas que representan las superficies y sobre la cuantificación de las tasas de deslizamiento no es significativo.

No obstante, no ignoramos la implicación de una posible deformación interna debido al acortamiento. Ésta podría verse reflejada en la existencia de pliegues anticlinales y sinclinales en el bloque de techo de la AMF si éstos fuesen producidos por un mecanismo de plegamiento tipo '*buckling*', aunque un plegamiento pasivo asociado al movimiento de la falla (*'fault-related passive folding'*) tampoco debería descartarse. Desafortunadamente, los datos de la sismica no tienen suficiente resolución a profundidades someras como para interpretar la deformación a esa escala, pero las observaciones en campo evidencian que el plegamiento es especialmente significativo en el sector de Librilla, afectando a los materiales detríticos del Messiniense y el Plio-Cuaternario (Unidad VI; Figuras 3.5 y 3.4d, e y f). Por consiguiente, la proyección horizontal de la separación según el buzamiento (*'heave'*) obtenida está directamente relacionada con la componente de acortamiento del deslizamiento total de la falla, pero los resultados que se presentan aquí no consideran el efecto de la deformación interna y, en consecuencia, deben ser considerados como valores mínimos de acortamiento.

Para la estimación de las tasas de deslizamiento, hemos definido un intervalo de tiempo que comprende los últimos 7.6 – 4.8 Ma, de acuerdo con los cambios en la configuración de la cuenca de Fortuna y el control tectónico sobre los eventos evaporíticos (Garcés et al., 2001; Krijgsman et al., 2006; Meijninger, 2006). No obstante, las interpretaciones de las imágenes sísmicas también sugieren la presencia de marcadores Intra-Messinienses que parecen superponerse ligeramente en un límite de secuencia de tipo '*onlap*' con el techo de la unidad Tortoniense (Figuras 3.8b y A.4), revelando que el deslizamiento inverso (el levantamiento) podría haber sido activo ya durante el Messiniense o el Tortoniense tardío. Por tanto, proponemos que las tasas de deslizamiento más probables serían más cercanas a las calculadas para una edad de reactivación tectónica de 7.6 Ma, lo que se discutirá a continuación con respecto a la estimación de las tasas.

4.4.2 Comparación de los resultados obtenidos con los datos geológicos y geodésicos

Las restituciones de secciones transversales han permitido estimar un rango de tasas de deslizamiento en función del buzamiento (“*dip-slip*”) y de acortamiento (“*shortening*”) asociados con la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla de la AMF. Para obtener una tasa de deslizamiento total de esta sección, se han empleado datos geodésicos locales, que se muestran en una proyección estereográfica en la Figura 4.9. Los triángulos de la gráfica representan los vectores de convergencia local tomados a partir de las estaciones geodésicas PURI, MAJA, MONT y GANU. Hemos considerado el bloque norte de la AMF como marco de referencia fijo, sustrayendo el valor medio de las direcciones registradas en las estaciones

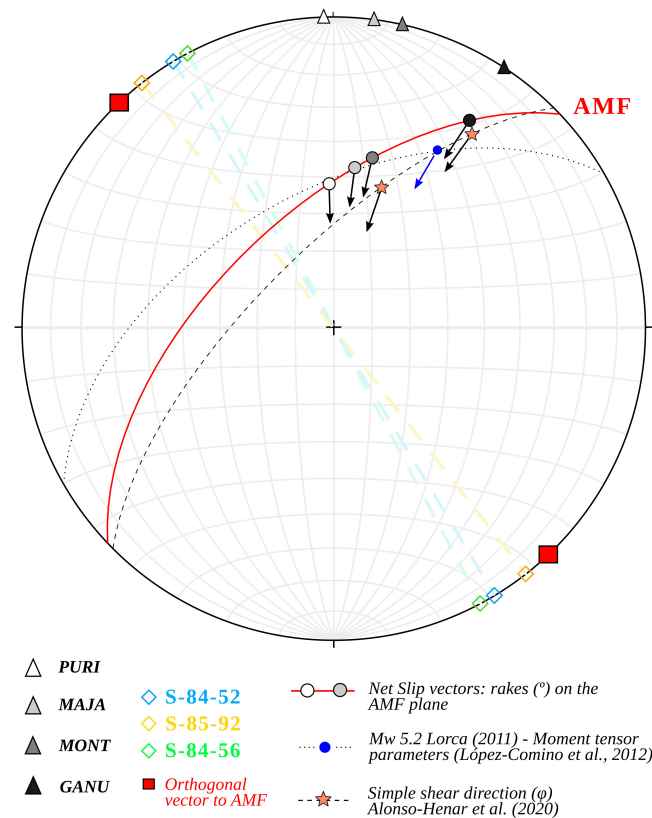


Figura 4.9: Orientaciones de los deslizamientos netos obtenidos y de otros datos geológicos y sismológicos utilizados en el análisis. Los círculos de la estereográfica en escala de grises representan los ángulos de cabeceo sobre el plano de falla (en rojo) relativos a los vectores de deslizamiento neto resultantes. Estos vectores son dependientes de los vectores de convergencia local tomados de los datos GPS de la red CuaTeNeo, representados con triángulos (misma escala de grises): PURI, MAJA, MONT, y GANU. Hemos modificado los datos geodésicos locales procesados por Echeverría et al. (2013), que toman Eurasia como referencia estable, para considerar en nuestro caso el bloque NE de la AMF como estable. Los cuadrados representan la dirección de los perfiles restituidos y el vector ortogonal a la falla (tomando la proyección en el plano horizontal). El círculo azul muestra el cabeceo del vector deslizamiento resultante del mecanismo focal del terremoto M_W 5.2 de Lorca (López-Comino et al., 2012). Las estrellas muestran los extremos del rango de ángulos de oblicuidad de la dirección de la cizalla simple, propuestos por Alonso-Henar et al. (2020) en la sección de Lorca-Totana.

ESPU y TERC (Figura 4.8), situadas en la Sierra de la Tercia y Sierra Espuña, es decir, en el bloque de techo de la AMF. Con el fin de obtener la componente lateral del deslizamiento y, finalmente, el deslizamiento neto o total, las orientaciones tomadas a partir de los vectores GPS se han combinado con los valores y las orientaciones del acortamiento y del deslizamiento según el buzamiento estimados en este trabajo (Tabla 4.2).

Los círculos de la estereográfica (Figura 4.9) representan los ángulos de cabeceo sobre el plano de falla (en rojo) de los vectores de deslizamiento neto resultantes. Como era de esperar, los cabeceos muestran la misma dispersión de las orientaciones que los vectores de convergencia local. Para discernir los resultados más adecuados, los hemos comparado con datos estructurales y sismológicos, representados en la estereográfica de dos maneras (Figura 4.9): los círculos azules representan el vector deslizamiento del mecanismo focal correspondiente al terremoto de Lorca del 2011, que tuvo una magnitud M_W 5.2 (López-Comino et al., 2012); mientras que las estrellas representan los extremos del intervalo de ángulos de oblicuidad de la cizalla simple propuestos por Alonso-Henar et al. (2020) a partir de un análisis cinemático de la roca de falla de la zona de cizalla de la AMF (sección Lorca-Totana, Figura 4.1). Alonso-Henar et al. (2020) sugieren un modelo de transpresión triclinica con ángulos que oscilan entre 26° y 55° para la dirección de la cizalla simple. Los ángulos de cabeceo del vector deslizamiento de 25° NE, 53° NE, y 58° NE estimados en esta investigación a partir de las estaciones GANU, MONT, y MAJA, respectivamente, son los valores de cabeceo que mejor se ajustan al modelo propuesto por Alonso-Henar et al. (2020) en la AMF. Consideraremos estos valores como preferentes para sucesivas interpretaciones.

No obstante, hay que destacar que nuestros resultados evidencian una diferencia notable entre los vectores de deslizamiento obtenidos a partir de las estaciones geodésicas PURI, MAJA y MONT ($66^\circ - 53^\circ$ NE) y el vector deslizamiento obtenido usando la orientación de GANU (25° NE). No se debe obviar que la estación GANU es la más cercana al extremo norte de la AMF, y el cabeceo del deslizamiento cosísmico del terremoto de Lorca de 2011 (44° en un plano $N240^\circ E-54^\circ$) resulta ser bastante próximo al ángulo de cabeceo obtenido a partir del vector de velocidad registrado en GANU sobre la orientación de la falla interpretada en este trabajo (Figura 4.9). La inclusión de las tasas calculadas a partir del vector de GANU en los resultados cinemáticos globales implicaría una mayor influencia del movimiento de desgarre y, por tanto, un mayor valor de deslizamiento neto. Orientaciones de convergencia como ésta (prácticamente N-S; Figura 3.1) llevan a valorar la posibilidad de que, durante la formación del Arco de Águilas (frente de Sierra Almenara; Figura 2.2), los sectores centrales y orientales del valle del Guadalentín experimentaran un acortamiento en esa dirección N-S temporalmente. Se espera que la actualización progresiva de los datos geodésicos en los próximos años arroje más luz sobre la orientación y la magnitud del movimiento en la mitad norte del valle del Guadalentín, lo que permitiría revisar la implicación de las componentes del deslizamiento en la tasa total estimada a largo plazo.

4.4.3 Distribución de la tasa de deslizamiento

Las estimaciones llevadas a cabo en este trabajo, mediante la restitución de perfiles transversales y el análisis del desplazamiento vertical en 3D, evidencian unas tasas de deslizamiento mayores que las estimadas con anterioridad en la terminación noreste de la Falla de Alhama de Murcia (Figura 4.1). En este sentido, a partir del análisis del desplazamiento vertical (Figura 4.6), estimamos una tasa de levantamiento de 0.14 – 0.22 mm/a, tomando el intervalo de edad de los últimos 7.6 – 4.8 Ma y la máxima separación vertical en el sector de Librilla. La tasa estimada es mayor, por tanto, que la tasa de levantamiento de 0.07 mm/a propuesta por Silva et al. (2003) para la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla de la AMF.

A partir de la restitución de perfiles transversales y los datos geodésicos disponibles en la región, hemos analizado el deslizamiento según el buzamiento y el deslizamiento lateral en la sección de Alhama – Alcantarilla para proponer, a continuación, un rango de tasas de deslizamiento neto a largo plazo. La restitución de marcadores estratigráficos específicos en los Perfiles S-84-52 y S-85-92 (Figuras 4.3 y 4.4) ha permitido caracterizar la tasa de deslizamiento para el sector de Librilla, situado hacia la mitad de la sección de falla. El Perfil S-84-56 (Figura 4.5) ha servido de referencia para cuantificar la tasa de deslizamiento en el sector de Alcantarilla, que representa la terminación de la sección de falla y, por ende, de la propia AMF.

El análisis se ha realizado partiendo de los datos estimados en el sector de Librilla hacia el noreste del segmento de falla, siendo ésta la zona donde contamos con información sísmica disponible. No obstante, el relieve destacado de la sierra de La Muela (Figura 3.2), formado por materiales resistentes de edad Serravalliense – Tortoniense inferior (Unidad III), podría evidenciar una mayor separación vertical que la observada en el Perfil S-84-52. Esto conlleva, por tanto, no descartar una mayor tasa de levantamiento en el extremo occidental de la sección de falla. Hemos aplicado una simple extrapolación hacia el suroeste de la superficie tridimensional que representa a la Unidad III antes de la inversión de la cuenca, basándonos

Tabla 4.4: Tasas de deslizamiento neto (*net-slip rate*), en mm/a, asumiendo las orientaciones del vector deslizamiento con el mejor ajuste respecto a los datos analizados (últimos 4.8–7.6 Ma).

Profile – Sector (<i>rango preferente de vectores de convergencia GPS</i>)	<i>NET-SLIP RATE</i> (mm/a)		
	Mediana	Intervalo 68.27 %	Intervalo 95.45 %
S-84-52 – Sector Librilla	0.323	+0.091/–0.080	+0.178/–0.128
S-85-92 – Sector Librilla	0.176	+0.049/–0.043	+0.097/–0.070
S-84-56 – Sector Alcantarilla	0.049	+0.014/–0.012	+0.027/–0.019

Nota: Hemos dado peso a un **rango preferente de deslizamientos netos**, sin excluir el rango absoluto de vectores de deslizamiento geodésico. Los resultados se muestran siguiendo el formato probabilista propuesto por Zechar y Frankel (2009). Las distribuciones de probabilidad se muestran en la Figura 4.10.

en la restitución del Perfil S-84-52 (Figura 4.3c). Comparando esta superficie con la actual superficie topográfica de la sierra de La Muela, estimamos una separación vertical de 1580 ± 420 m, sin considerar la tasa de erosión. Esta estimación se traduce en una tasa máxima de levantamiento de 0.34 ± 0.08 mm/a para los últimos 7.6 – 4.8 Ma en el sector de La Muela.

A continuación, asumiendo las orientaciones del vector de deslizamiento geodésico con el mejor ajuste, estimamos las tasas de deslizamiento neto para el sector noreste de la AMF a partir del sector de Librilla. Definimos, por un lado, un rango preferente de valores de deslizamiento neto (Tabla 4.4), correspondiente a las orientaciones definidas por los puntos MAJA, MONT y GANU. Por otro lado, obtenemos un máximo y un mínimo absolutos de deslizamiento neto que incluyen las orientaciones tomadas de todas las estaciones GPS analizadas con incidencia en la zona de estudio. De esta forma, ponderamos las tasas dándoles un mayor peso a los resultados obtenidos a partir de las direcciones de convergencia regional preferentes. Como resultado, estimamos una tasa de deslizamiento neto de $0.323 (+0.178/-0.128)$ y $0.176 (+0.097/-0.070)$ mm/a para los Perfiles S-84-52 y S-85-92, respectivamente, ambos localizados en el sector de Librilla (Figure 3.6). En el sector de Alcantarilla, estimamos una tasa de deslizamiento neto de $0.049 (+0.027/-0.019)$ mm/a, correspondiente al Perfil S-84-56. En todos los casos, se considera para el cálculo un rango de edades de 4.8-7.6 Ma y la incertidumbre describe un 95.45 % del intervalo de confianza en torno a la mediana. Los resultados para un 68.27 % del intervalo de confianza se muestran también en la Tabla 4.4. En la Figura 4.10 se muestra la distribución de la probabilidad de los resultados estimados de acuerdo con la orientación preferente de los vectores de convergencia.

Por último, basándonos en la observaciones de los perfiles de sísmica de reflexión, sugerimos que algunas de las discontinuidades en la secuencia deposicional (Figura 3.8a) podrían evidenciar que el levantamiento estuviese ya activo en el Messiniense. De acuerdo con esta hipótesis, proponemos unas tasas de deslizamiento, con sus respectivas incertidumbres (Tabla 4.5 y Figura 4.10a), restringidas a un rango de edades entre los últimos 7.6 Ma (Tortonense tardío) y los últimos 5.3 Ma (final del Messiniense).

La distribución de la magnitud del deslizamiento a lo largo del sector de falla estudiado denota una disminución de la actividad desde el suroeste hacia noreste, de acuerdo con las tasas de deslizamiento a largo plazo estimadas. La tasa de desplazamiento vertical estimada en el sector de La Muela evidencia que la tasa de deslizamiento total podría ser incluso mayor hacia el suroeste del sector de Librilla. No debemos descartar que los marcadores regionales en el sector de La Muela estuvieran ya a mayor cota antes del inicio de la inversión, lo que explicaría el aumento del levantamiento hacia el SO, sin que esto repercuta en las estimaciones tomadas hacia el noreste de Librilla con marcadores más recientes. La disminución del deslizamiento neto desde el sector de La Muela hacia la terminación noreste de la Falla de Alhama de Murcia podría deberse a varias razones (o a la combinación de varias). Una

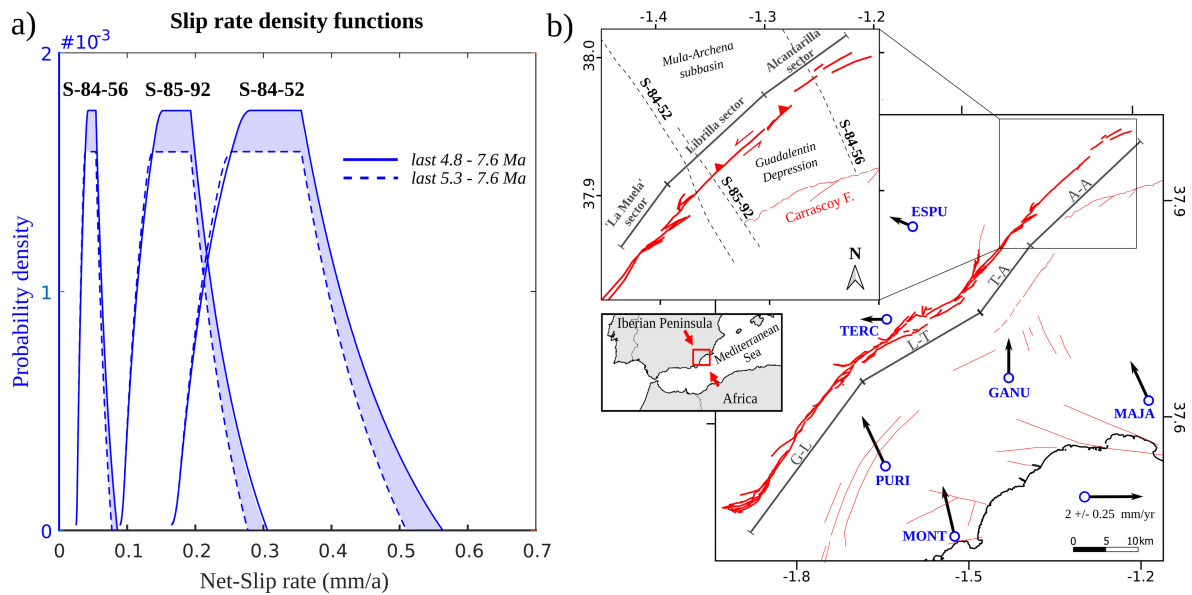


Figura 4.10: (a) Distribuciones de la probabilidad de las tasas de deslizamiento neto para los Perfiles S-84-56, S-85-92, y S-84-56, asumiendo las orientaciones del vector deslizamiento que mejor se ajustan a los datos disponibles y los dos posibles rangos de edades: para los últimos 4.8–7.6 Ma y para los últimos 5.3–7.6 Ma (en línea discontinua). Las estimaciones se realizaron aplicando las funciones de densidad de probabilidad de Zechar y Frankel (2009). Hay que tener en cuenta que la mediana para los últimos 5.3–7.6 Ma no difiere significativamente de la mediana obtenida para el intervalo de los últimos 4.8–7.6 Ma, aunque las incertidumbres son más pequeñas. (b) Mapa de localización de los perfiles y de los sectores analizados en la sección de Alhama de Murcia-Alcantarilla. Se muestran también con flechas las estaciones GPS y los vectores de movimiento correspondientes.

primera hipótesis se basa en observaciones que sostienen que las fallas generalmente muestran una disminución gradual del desplazamiento hacia el extremo de la falla o *'tip-line'* (Walsh y Watterson, 1989). Una segunda hipótesis sería que el sector de Librilla se comportase como una zona de transferencia. Este escenario explicaría una transferencia de deformación entre la AMF y otros sistemas de fallas cercanas, como la zona de falla de Carrascoy, la Falla de Los Tollos o el sistema de fallas del Bajo Segura. Estas estructuras activas podrían haber estado absorbiendo parte del acortamiento NNO-SSE durante el Plioceno-Cuaternario (Borque et al., 2019; Martínez-Díaz, Masana y Ortuño, 2012). Esta hipótesis explicaría también la disminución de relieve hacia el noreste de la sección Alhama–Alcantarilla.

En relación con el resto de las secciones de la AMF, Ferrater et al. (2016) estimaron una tasa de deslizamiento neto de 0.9 ± 0.1 mm/a en la sección de Lorca-Totana (Figura 4.1). De acuerdo con esta estimación, la tasa de deslizamiento es mayor en la sección de Lorca-Totana y parece disminuir hacia la terminación noreste de la AMF. La estimación de tasas de deslizamiento a largo plazo en la sección Totana-Alhama de Murcia (Figura 4.1) ayudaría a examinar esta hipótesis. La reducción de la tasa de deslizamiento hacia el extremo NE de la AMF podría replicar el mismo comportamiento observado en la terminación SO de la

Tabla 4.5: Resumen de todas las tasas de deslizamiento estimadas en la sección Alhama de Murcia - Alcantarilla, en mm/a.

	<i>SHORTENING</i> RATE (mm/a)	<i>STRIKE-SLIP</i> RATE (mm/a)	<i>NET-SLIP</i> RATE (mm/a)	EDADES	VECTORES DE CONVERGENCIA
Sector Alcantarilla					
S-84-56	0.015 +0.004/-0.003	0.035 +0.032/-0.024	0.05 +0.02/-0.02 0.05 +0.03/-0.02 0.05 +0.03/-0.02	Últimos 5.3-7.6 Ma Últimos 4.8-7.6 Ma	Mejor ajuste Todos
S-85-92			0.17 +0.08/-0.06 0.18 +0.10/-0.07 0.16 +0.11/-0.07	Últimos 5.3-7.6 Ma Últimos 4.8-7.6 Ma	Mejor ajuste Todos
Sector Librilla					
S-84-52	0.10 +0.03/-0.02	0.23 +0.21/-0.16	0.31 +0.15/-0.12 0.32 +0.18/-0.13 0.30 +0.20/-0.13	Últimos 5.3-7.6 Ma Últimos 4.8-7.6 Ma	Mejor ajuste Todos
Sector 'La Muela'	Max. tasa levantamiento (mm/a) 0.34 ±0.08			Últimos 4.8-7.6 Ma	

Nota: Los resultados se presentan siguiendo el formato probabilista propuesto por Zechar y Frankel (2009). Las incertidumbres son equivalentes a un intervalo de confianza del 95.45%. Las distribuciones de probabilidad se muestran en las Figuras 4.7 y 4.10

falla. Esta observación conlleva, sin embargo, algunas dificultades que debemos considerar al comparar los siguientes conjuntos de datos:

- i. En primer lugar, los resultados estimados aquí son tasas de deslizamiento de muy largo plazo, para un periodo que comprende los últimos 7.6–4.8 Ma, desde el Mioceno superior. Las tasas de deslizamiento en otras secciones de la AMF (Figura 4.1) han sido calculadas para periodos de tiempo más recientes, por lo que la comparación con nuestros resultados debe hacerse con cautela. Por ejemplo, en la sección Goñar-Lorca (Figura 4.1), Ortuño et al. (2012) estiman una tasa de deslizamiento neto de 0.16 – 0.24 mm/a, similar a los valores obtenidos en la sección de Alhama–Alcantarilla pero para los últimos ~55 ka; mientras que Ferrater et al. (2017) calculan 1.6 – 1.7 mm/a de deslizamiento lateral para los últimos 200 kyr en la misma sección, usando una metodología diferente. Esta última estimación es más similar a las tasas obtenidas por los GPS (1.5 ± 0.3 mm/a; Echeverría et al., 2013) emplazados a lo largo de las Béticas Orientales, aunque estas últimas incluyen la deformación asociada a las secciones al sur de la AMF y también a la Falla de Palomares (Figura 3.1).
- ii. La tasa de deslizamiento calculada en este trabajo para la sección norte de la AMF está asociada a una única rama interpretada en los sectores de Librilla y Alcantarilla (Martínez-Díaz, Masana, y Ortuño, 2012); mientras que en los otros segmentos de falla, la deformación parece estar distribuida entre varias ramas. Como ejemplo, las tasas estimadas en la sección Lorca-Totana por Masana et al. (2004) y Ferrater et al. (2016) a partir de datos paleosismológicos (Figura 4.1) se corresponden solo a una de las tres ramas principales cartografiadas en esta zona.
- iii. Para obtener los resultados de este trabajo, hemos asumido que la tasa de deslizamiento ha permanecido constante durante el periodo de tiempo considerado (los últimos 7.6 – 4.8 Ma). Aunque este supuesto se usa comúnmente cuando se calculan tasas de deslizamiento en periodo neotectónico, debemos tener presente que es posible que se hayan podido producir cambios en la actividad de la AMF durante este periodo. Por ejemplo, en la Falla de Carrascoy se ha descrito más de una etapa de actividad sucesiva durante el Cuaternario (Martin-Banda et al., 2016; Martín-Banda, 2020), lo que además tendría implicaciones en la transferencia de la deformación entre ambos sistemas de fallas y en la manifestación del relieve. Los cambios en la geodinámica a escala regional, como la rotación de la dirección de convergencia entre Nubia y Eurasia propuesta por varios autores (Calais et al., 2003; Reilinger and McClusky, 2011) podría justificar también posibles variaciones de las tasas de deslizamiento en la terminación norte de la AMF durante el Cuaternario.

4.5 Conclusiones

En este Capítulo empleamos la interpretación sísmica, el análisis de desplazamiento vertical 3D, la restitución de secciones transversales y la descomposición de orientaciones GPS para estimar las tasas de deslizamiento a largo plazo en la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia (Béticas Orientales, SE España). En esta zona, la falta de evidencias geomorfológicas que muestren actividad reciente ha propiciado una ausencia de datos de deslizamiento y otros parámetros cinemáticos estimados hasta ahora. En esta investigación se han obtenido tasas de deslizamiento a favor del buzamiento (*'dip-slip'*) y tasas de acortamiento, aplicando métodos cinemáticos de restitución en varios perfiles transversales a lo largo de la traza de la sección Alhama de Murcia–Alcantarilla. Estos valores se combinaron con las orientaciones de vectores de movimiento GPS para estimar las tasas de deslizamiento lateral (Tabla 4.5). Estimamos una tasa de deslizamiento neto máxima de 0.32 ($+0.18/-0.13$) mm/a en el sector suroeste de la sección de falla, y una tasa de deslizamiento neto mínima de 0.05 ($+0.03/-0.02$) mm/a en el sector noreste (últimos 4.8–7.6 Ma), usando un rango preferente de vectores de convergencia GPS de acuerdo a datos cinemáticos y sismológicos disponibles. Los resultados muestran una disminución de la tasa de deslizamiento hacia el extremo noreste de la falla, lo que apoya la hipótesis de transferencia de deformación entre la Falla de Alhama de Murcia y, al menos, la cercana Falla de Carrascoy, que estaría absorbiendo parte de la componente de acortamiento NNO-SSE durante el Plio-Cuaternario.

Las tasas de deslizamiento a largo plazo y los rasgos geométricos de la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia (tramo Alhama de Murcia–Alcantarilla) estimados en esta investigación son importantes para evaluaciones futuras con implicaciones en la amenaza sísmica, prestando especial atención a la proximidad de la ciudad de Murcia y a su interacción con otras fallas o secciones de la Falla de Alhama de Murcia.

Capítulo 5

Simulaciones de sismicidad sintética en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.

5.1 Introducción

El estudio de la amenaza sísmica a menudo tiene que lidiar con la escasez de los datos de sismicidad, la complejidad de la segmentación de las fallas, las incertidumbres derivadas de la caracterización de fuentes sismogénicas, la dinámica de la rotura sísmica y el modelo de recurrencia escogido. Se dispone de registros de terremotos instrumentales sólo desde principios del siglo XX y éstos no fueron del todo fiables hasta pasadas varias décadas. Hay muy pocas regiones en el mundo con datos históricos suficientemente representativos, que permitan la adquisición de una estadística de grandes magnitudes y recurrencias más o menos fiable para periodos de tiempo de más de 2000 años: Italia (Boschi, 2000), Japón (Ishibashi, 2004) y China (Liu et al., 2011) son algunos de los escasos ejemplos. En regiones con baja a moderada sismicidad, como algunas zonas del Mediterráneo Occidental o áreas intracontinentales, las estimaciones de la peligrosidad sísmica son especialmente complejas (ver p.ej., Estay et al., 2016; Gamage y Venkatesan, 2019; Perea y Atakan, 2007). La mayoría de los terremotos más grandes y, en consecuencia, más destructivos, tienen tiempos de recurrencia del orden de cientos a miles de años. Dado que los catálogos históricos son, a menudo, escasos e imprecisos, el registro paleosísmico proporciona datos valiosos sobre eventos excepcionales a la par que devastadores, con largos intervalos de tiempo entre ellos, aunque estos datos suelen tener considerables incertidumbres asociadas (McCalpin, 2009). Frecuentemente, los sistemas de fallas lentas, además de generar baja sismicidad en términos de frecuencia, muestran baja expresión geomorfológica. Esto dificulta la definición de la segmentación de las trazas de las fallas y de los parámetros relacionados con su geometría 3D y su cinemática. La geometría del sistema de fallas también juega un papel importante en las interacciones de esfuerzos

que controlan las roturas cosísmicas y, por tanto, la estadística de magnitudes y recurrencias (e.g., Dieterich y Richards-Dinger, 2010; Steacy y McCloskey, 1999; Stirling et al., 1996).

La Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO; De Larouzière et al., 1988) es un buen ejemplo de una región con fallas de movimiento lento y moderada sismicidad, donde la escasez de datos y sus incertidumbres complica el estudio a largo plazo de los ciclos sísmicos. Algunos de los terremotos históricos ocurridos en la Cordillera Bética (SE de España) están relacionados con este sistema de fallas activas (Stich et al., 2020). Desde el siglo XV, se han descrito hasta 10 terremotos con intensidad $I_{EMS} > VIII$ (Tabla 5.1), lo que implicaría posiblemente magnitudes $M_W \geq 6.0$ (IGN-UPM, 2013). En relación a la sismicidad instrumental, el evento más trágico ocurrido en España en la última década fue el terremoto de Lorca del año 2011 (M_W 5.1). Este terremoto, a pesar de su moderada magnitud, causó 9 víctimas mortales, alrededor de 300 heridos y daños severos en el municipio de Lorca (Figura 5.1), poniendo de manifiesto las posibles devastadoras consecuencias que tendría un evento de mayor magnitud en un área densamente poblada como el SE de España. El terremoto de Lorca ha sido relacionado con la actividad de la ZCBO y ha proporcionado un valioso conocimiento del comportamiento de la rotura cosísmica en este sistema (López-Comino et al., 2012; Martínez-Díaz et al., 2012). La investigación paleosismológica ha aportado evidencias de paleoterremotos a partir del Pleistoceno en algunas fallas de la ZCBO (Tabla 5.2), de los que se deducen magnitudes mayores a M_W 6. En general, el tiempo transcurrido entre estos paleoeventos con rotura superficial en una sección de falla específica oscila entre los mil y las decenas de miles de años. Por tanto, se debe reparar en que el catálogo histórico cubre un breve periodo de tiempo comparado con estos largos intervalos temporales entre grandes paleoeventos.

La ausencia de terremotos de gran magnitud en el catálogo instrumental y la falta de información acerca del posible comportamiento de la rotura dificultan la estimación de la localización, frecuencia e intensidad del movimiento del suelo en las evaluaciones de peligrosidad sísmica de la ZCBO. La rotura conjunta de varias secciones de falla en un solo evento, e incluso de diferentes fallas, ha sido observada en terremotos ocurridos a lo largo de todo el mundo: por ejemplo, los eventos de Kaikoura en 2016 (M_W 7.8), de Haití en 2010 (M_W 7.0), y de El Mayor-Cucapah en 2010 (M_W 7.2) (ver Clark et al., 2017; Hayes et al., 2010; y Oskin et al., 2012, respectivamente). Estas roturas complejas son de enorme interés entre la comunidad científica y, por supuesto, suscitan importantes interrogantes sobre la posibilidad de que se produzcan en la ZCBO. Algunas evidencias paleosísmicas de grandes desplazamientos superficiales en la zona sugieren una posible rotura combinada de diferentes segmentos de la misma falla en un solo evento (Ortuño et al., 2012). Para que ocurriesen estas roturas ‘encadenadas’, no solo son necesarias la transferencia de esfuerzos y la compatibilidad cinemática entre las fallas, sino además que las secciones y las fallas implicadas se encuentren cerca de su límite de rotura, para que puedan generar un evento sísmico de manera efectiva. Por tanto, sería

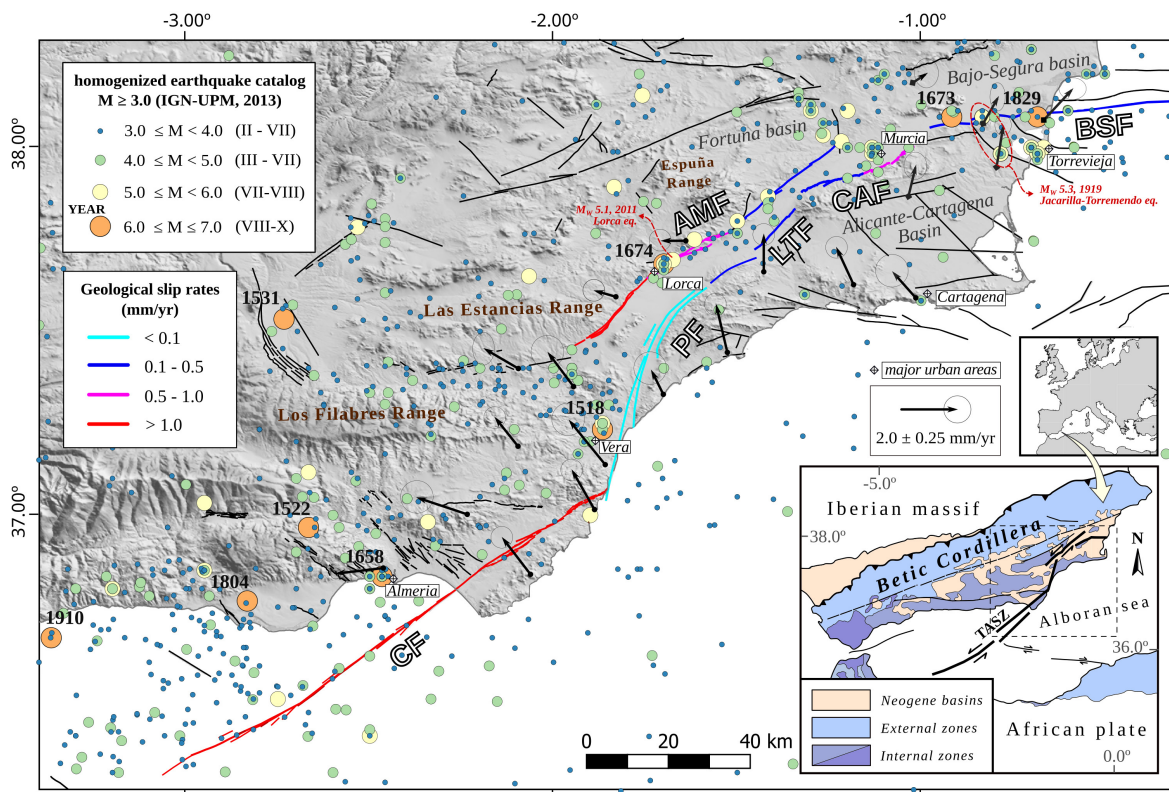


Figura 5.1: Marco sismotectónico de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO). Datos de sismicidad procedentes del catálogo sísmico filtrado y homogeneizado para los recientes Mapas de Peligrosidad Sísmica de España (IGN-UPM, 2013). Las flechas representan los vectores de velocidad geodésica procedentes de las redes GNSS (Echeverría et al., 2013; Borque et al., 2019) tomando Eurasia como referencia fija. Las trazas de las fallas, en negro, se han tomado de la Base de Datos de Fallas Activas de Iberia, QAFI v.3 (García-Mayordomo et al., 2012). Las fallas de la ZCBO analizadas en este estudio se representan con colores de acuerdo con los valores medios estimados de tasas de deslizamiento geológico (ver referencias en la Tabla 3). Estas fallas son: Falla de Carboneras (CF), Falla de Alhama de Murcia (AMF), Falla de Palomares (PF), Falla de Los Tollos (LTF), Falla de Carrascoy (CAF), y Falla de Bajo Segura (BSF). TASZ: Zona de Falla de Trans-Alborán.

esencial poder observar la sismicidad de una región de baja deformación durante varios ciclos sísmicos completos con el fin de estimar apropiadamente la probabilidad de que se produzcan determinados escenarios de rotura entre las fallas del sistema.

Los modelos de sismicidad sintética permiten superar las limitaciones de los catálogos reales de terremotos y reproducir catálogos realistas de larga duración a partir de un conjunto de fuentes sísmicas. Entre estos modelos, la aplicación de simuladores de terremotos basados en las propiedades físicas de las fallas (*'physics-based earthquake simulators'* en inglés, siendo un concepto inicialmente introducido por Rundle (1988)), se ha extendido satisfactoriamente en las últimas décadas para estudios de peligrosidad sísmica en Grecia, Nueva Zelanda y California (USA), entre otros (ver p.ej., Console et al., 2015; Robinson et al., 2011; Shaw et al., 2018). Los códigos de simulación de terremotos usan la física de las interacciones de esfuerzos y las propiedades friccionales de las zonas de falla para reproducir los procesos

que controlan la nucleación y propagación de la rotura con el objetivo de generar catálogos sintéticos que abarquen un determinado periodo de tiempo.

En este trabajo de investigación, usamos el simulador de terremotos RSQSim (*'Rate-State earthQuake Simulator'*), diseñado por Richards-Dinger y Dieterich (2012), para simular sismicidad sintética en la ZCBO. El simulador RSQSim se basa en una formulación de elementos de contorno (modelo *'boundary-element'*) que integra la ley de fricción dependiente de la 'tasa y estado' (*'rate- and state-dependent friction'*; formulado por Dieterich, 1978) para calcular la resistencia al deslizamiento de elementos de falla que interaccionan entre sí. Hemos construido un modelo 3D de las principales fuentes sismogénicas de la ZCBO que contiene los datos relativos a cada falla, como las tasas de deslizamiento a largo plazo y los cabeceos del vector deslizamiento. Se trata del primer intento de incorporar los procesos físicos que controlan la ocurrencia de terremotos, las propiedades friccionales de las zonas de falla y las interacciones de esfuerzos, en un estudio de la amenaza sísmica en el sistema de fallas de las Béticas Orientales. La aplicación del simulador de terremotos sobre este modelo de fallas resulta en catálogos sintéticos que abarcan un periodo de 100 ka y que contienen miles de eventos de magnitud mayor de M_W 4.0. Estos catálogos son lo suficientemente largos como para realizar análisis estadísticos de eventos y la comparación con algunas observaciones de datos de sismicidad en la ZCBO. En este capítulo, el análisis de las interacciones entre fallas del sistema nos proporciona información sobre magnitudes máximas, intervalos de tiempo inter-evento y el comportamiento de la rotura en la ZCBO.

Tabla 5.1: Eventos $M_W \geq 6.0$ en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales desde el 1400 AD con coordenadas epicentrales, intensidades y magnitudes. Datos procedentes del catálogo de terremotos homogeneizado a magnitud momento M_W (IGN-UPM, 2013). Las correlaciones con las fallas están basadas en estudios publicados (ver referencias). BSF: Falla del Bajo Segura; PF: Falla de Palomares; CF: Falla de Carboneras; AMF: Falla de Alhama de Murcia.

Año	Area epicentral	Lat (°)	Long (°)	I_{EMS}	M_W	$\pm\sigma$	Evidencia de asociación con una sección de falla (referencias)
1482	Orihuela (Alicante)	38.08	-0.92	VIII	6.0	0.8	BSF onshore (<i>correlación espacial - García-Mayordomo, 2005</i>)
1487	Almería	36.83	-2.47	VIII	6.0	0.8	Localización epicentral incierta

Continúa en la siguiente página

Tabla 5.1 – continuación

1518	Vera (Almería)	37.23	-1.87	VIII- IX	6.2	0.8	PF sección Sur (<i>correlación espacial – García-Mayordomo et al., 2012</i>)
1522	Alhama de Almería	36.97	-2.67	VIII- IX	6.5	0.3	CF Norte (<i>Reicherter y Hübscher, 2007</i>)
1658	Almería	36.83	-2.47	VIII	6.0	0.8	Localización epicentral incierta
1673	Orihuela (Alicante)	38.08	-0.92	VIII	6.0	0.6	BSF Onshore (<i>correlación espacial - García-Mayordomo, 2005</i>)
1674	Lorca (Murcia)	37.68	-1.70	VIII	6.0	0.8	AMF – Sección Goñar-Lorca (<i>Martínez-Díaz et al., 2018</i>)
1804	Dalias (Almería)	36.77	-2.83	VIII- IX	6.4	0.2	Falla de la Loma del Viento (Campo de Dalías) (<i>Murphy, 2019</i>)
1829	Torre Vieja (Alicante)	38.08	-0.68	IX-X	6.6	0.2	BSF onshore, F. de San Miguel de las Salinas o F. de Torre Vieja (<i>correlación espacial - García-Mayordomo et al., 2006</i>)
1910	Adra (Almería)	36.67	-3.37	VIII	6.1	0.4	Falla de Adra (<i>Gràcia et al., 2012</i>); fallas menores NO-SE y N-S (<i>Stich et al., 2003; Rodríguez-Escudero et al., 2014</i>)

5.2 Fuentes sismogénicas en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales

La ZCBO (Figura 5.1) se localiza en la Cordillera Bética Oriental (SE de la Península Ibérica) y constituye la prolongación Bética *onshore* de la Zona de Cizalla de Trans-Alborán (De Larouzière et al., 1988). Es una zona de deformación activa principalmente formada por fallas direccionales, algunas de ellas con componente inversa, en mayor o menor medida. Las principales fallas sismogénicas de la ZCBO son, de sur a norte (Figura 5.1): Falla de Carboneras (CF), Falla de Palomares (PF), Falla de Alhama de Murcia (AMF), Falla de Los Tollos (LTF), Falla de Carrascoy (CAF) y Falla de Bajo Segura (BSF). Las referencias de las investigaciones llevadas a cabo en las citadas fallas se muestran en las Tablas 5.2 y 5.3, en el Anexo B y en la Base de Datos de Fallas Activas Cuaternarias de Iberia - *Quaternary Active Fault Database of Iberia*, QAFI v.3 (García-Mayordomo et al., 2012).

Al final del Neógeno, se inició una fase de acortamiento neotectónico como resultado de la convergencia entre Eurasia y África (e.g., Sanz de Galdeano, 1990; ver más referencias en el Capítulo 2 – Marco Geológico). La tasa de convergencia actual es de 4-6 mm/a en una dirección NO-SE, de acuerdo con datos geodésicos y sismológicos (ver p.ej., Koulali et al., 2011; Nocquet, 2012; Serpelloni et al., 2007) y la ZCBO parece estar acomodando hasta un 31 % del acortamiento total (Masana et al., 2004). Los datos GNSS regionales (Figura 5.1) sugieren una tasa de deslizamiento geodésica de 1.5 ± 0.3 mm/a en la parte central de la ZCBO, incluyendo las zonas de falla de Alhama de Murcia y Palomares (Echeverría et al., 2013), mientras que al NE de la ZCBO, las redes geodésicas registran un acortamiento de 0.6 ± 0.2 mm/a en la zona de falla del Bajo Segura (Borque et al., 2019).

La Cordillera Bética Oriental se caracteriza por una sismicidad instrumental baja a moderada con magnitudes típicas de $M_W < 5.5$ (García-Mayordomo et al., 2007; Rodríguez-Escudero et al., 2014). En la última década, el mayor terremoto registrado fue el terremoto de Lorca del año 2011, de magnitud M_W 5.1 (López-Comino et al., 2012), y que provocó cientos de heridos, 9 fallecidos y pérdidas económicas significativas. El evento tuvo una intensidad I_{EMS} VII, alcanzó una aceleración pico máxima de 0.36 g, y ha sido interpretado como resultante de la actividad sísmica de la AMF (Figura 5.1) por Martínez-Díaz et al. (2012). El catálogo instrumental muestra otras series sísmicas de moderada intensidad en la ZCBO durante los últimos 50 años: Lorca 1977 (M_W 4.2); Adra 1993-1994 (M_W 5.0); Bullas 2002 (M_W 5.0); y La Paca 2005 (M_W 4.8). Estos terremotos han sido asociados a pequeñas fallas localizadas a lo largo de la zona de cizalla (Rodríguez-Escudero et al., 2014). Aunque no han ocurrido terremotos significativamente destructivos en las Béticas Orientales en el último siglo (a excepción del terremoto de Lorca en 2011), el catálogo histórico describe eventos que causaron importantes daños generalizados, con intensidades $I_{EMS} > VII$ desde el siglo XV. El terremoto de Torre Vieja de 1829 (I_{EMS} IX-X), el terremoto de Alhama de Almería de

Tabla 5.2: Evidencias de paleo-terremotos en la ZCBO, obtenidos mediante diferentes metodologías: trincheras paleosismológicas, geomorfología tectónica, arqueosismología. Los valores de deslizamiento por evento y el número de paleoterremotos representa las medidas tomadas en emplazamientos paleosismicos específicos. Ver los nombres de las secciones de falla en la Tabla 5.3. AMF: Falla de Alhama de Murcia; CF: Falla de Carboneras; PF: Falla de Palomares; LTF: Falla de Los Tollos; CAF: Falla de Carrascoy.

Sección de falla	No de paleo-eventos	Edad (ka)	Salto por evento (error) en metros*	Comentarios
AMF-1	≥ 4	<125.0	1.13 (0.86 – 1.40) V 0.56 (0.35 – 0.76) S	Observado en trincheras de diferentes emplazamientos (Ortuño et al., 2012; Martínez-Díaz, Masana, y Ortuño, 2012; Martínez-Díaz et al., 2018).
AMF-2	$a^5 - 8$ $b^3 - 7$	<26.9 <31.0	0.45 (0.43 – 0.45) V 0.64 (0.16 – 0.95) D	^a A partir de Masana et al. (2004) en el emplazamiento paleosísmico de El Saltador-Colmenar y el análisis de García-Mayordomo (2005). ^b De Cánora et al. (2016) en el abanico de La Salud.
AMF-3	1	<3.6	0.18 S; 0.07 (0.05 – 0.08) V	Análisis arqueosismológico en el yacimiento de la edad de Bronce de La Tira del Lienzo (Ferrater et al., 2015).
CF-2	$c \geq 4$ $d \geq 3$	<133.0 <41.5	1.5 (0-3) S	^c Eventos desde el Pleistoceno Medio observados en el emplazamiento de Los Trances (Masana et al., 2018). ^d Paleo-terremotos y max. salto por evento observados en el emplazamiento de El Hacho (Moreno, 2011).
PF-2	2	<200.0	0.95 (0.64 – 1.24) N	Análisis de abanicos desplazados y paleosuelos por Roquero et al. (2019).
LTF	≥ 2	2.74 – 2.14	0.46 (0.39 – 0.54) N	Análisis de datos obtenidos en trincheras paleosismicas (Insua-Arévalo et al., 2015).
CAF-1	9 – 11	<30.2	1.19 (1.05 – 1.23) N	Obtenido a partir de trincheras paleosismicas (Martín-Banda et al., 2016).

*Nota: N = deslizamiento neto; V = deslizamiento vertical; S = deslizamiento lateral; D = deslizamiento sobre la dirección de buzamiento.

1522 (*I_{EMS}* VIII-IX) y el terremoto de Lorca de 1674 (*I_{EMS}* VIII), tuvieron fuentes sísmicas asociadas con secciones de falla de la ZCBO (ver referencias en la Tabla 5.1). Se ha estimado que estos terremotos históricos dañinos pudieron alcanzar magnitudes $M_W \geq 6.0$ (Tabla 5.1; IGN-UPM, 2013). En cuanto a tiempos pre-históricos, las evidencias de roturas superficiales exploradas en la región han permitido la identificación y datación de paleo-terremotos en varias secciones de falla, de los que se estiman también magnitudes $M_W \geq 6.0$ (Tabla 5.2).

Los modelos más recientes del sistema de fallas de las Béticas Orientales en estudios de peligrosidad sísmica han combinado la delimitación de zonas sismogénicas con las dimensiones y tasas de las fallas fuente (e.g., García-Mayordomo, 2005; García-Mayordomo et al., 2007; IGN-UPM, 2013; Villamor, 2002). Encontramos modelos que incorporan la generación de datos sintéticos de frecuencia-magnitud a partir de tasas de deslizamiento (Gómez-Novell et al., 2020a) y la distribución del potencial sísmico entre zonas y fallas usando los eventos contenidos en el catálogo sísmico para determinados periodos de completitud (Rivas-Medina et al., 2018). Hasta ahora, no se han realizado intentos que también incorporen los procesos físicos que controlan la ocurrencia de terremotos en los sistemas de fallas, las propiedades friccionales y las interacciones de esfuerzos, como presentamos en este estudio para evaluar el potencial sismogénico en la ZCBO.

5.3 Metodología

Para simular la sismicidad de la región mediante modelos de terremotos sintéticos, necesitamos tres componentes principales: un modelo geométrico de fuentes sismogénicas con tasas de deslizamiento a largo plazo, un modelo de propiedades friccionales de la zona de falla, y un código de simulación basado en las características físicas de las fallas y los terremotos que, en nuestro caso, será el simulador de terremotos RSQSim (Richards-Dinger y Dieterich, 2012).

5.3.1 Modelo de deformación y geometría 3D

Una tarea fundamental de esta Tesis Doctoral es la realización de un modelo tridimensional de la ZCBO (Figura 5.2). El modelo reproduce las características geométricas de las fallas tanto a lo largo de su dirección como en el sentido de su buzamiento a lo largo del espesor sismogénico. La segmentación de las fallas de la ZCBO está generalmente basada en la geometría de la zona de falla, en la sismicidad y en el relieve del bloque de techo (ver p.ej., Alfaro et al., 2012; Martínez-Díaz, Masana, y Ortuño, 2012; Moreno et al., 2016). En la Tabla 5.3, se muestra el modelo de segmentación y los valores de tasa de deslizamiento basados en la revisión de estudios recientes que estiman múltiples parámetros de actividad. Se han simplificado las secciones de falla con varias ramas a una única traza representativa de su geometría para evitar el efecto de bordes abruptos en el modelo. Hemos considerado profundidades de

espesor sismogénico de entre 8 y 12 km de acuerdo con análisis sismotectónicos en el sureste de España (García-Mayordomo, 2005). En las Tablas del Anexo B.2 se muestra información en detalle sobre las geometrías modelizadas (buzamientos, longitudes, etc.), los criterios seguidos para su asignación, métodos empleados para su obtención, las edades consideradas en la estimación de las tasas y una extensión de las referencias bibliográficas consultadas.

En relación con las tasas de deslizamiento (Tabla 5.3), las estimaciones a lo largo de este sistema de fallas se han llevado a cabo en emplazamientos locales (a veces en varios sitios a lo largo de una sección) mediante múltiples metodologías (trincheras paleosísmicas, técnicas geofísicas, restitución de marcadores estratigráficos y geodesia, entre otros). Los resultados son extrapolados a la sección de falla completa. La mayoría de las fallas de la ZCBO son fallas oblicuas con una componente direccional principal (ángulo de cabeceo medio $\leq 45^\circ$, tomando la convención de Aki y Richards (1980)), excepto por la falla inversa del Bajo-Segura (Alfaro et al., 2012; Taboada et al., 1993) y una de las ramas de la zona de falla de Carrascoy (Martín-Banda et al., 2016).

El valor de cabeceo, junto con el de la tasa de deslizamiento, es esencial en el modelo de fallas porque cada elemento de la malla iniciará su deslizamiento en la dirección que marque el cabeceo asignado (Richards-Dinger y Dieterich, 2012). Los ángulos de cabeceo (Tabla 5.3) están moderadamente constreñidos a partir de datos de campo y se trata de un parámetro cinemático que puede ser muy variable incluso para la misma falla (Kearse et al., 2019). Por esta razón y dada su importancia en nuestro modelo, hemos evaluado la fiabilidad de los parámetros de entrada de la Tabla 5.3 usando metodologías similares a García-Mayordomo et al. (2017) y Litchfield et al. (2013) para clasificar la calidad de la información recogida en grandes bases de datos de fallas (QAFI para la Península Ibérica y GEM *Global Active Faults* para un modelo global, respectivamente). Nuestra clasificación cualitativa de la calidad de los datos de entrada del modelo de fallas se muestra en la Tabla 5.4 y su leyenda en la Tabla 5.5.

RSQSim considera un sistema de fallas como múltiples elementos finitos contenidos en un semi-espacio homogéneo. Se han desarrollado mallas con elementos triangulares con una resolución de 1 km^2 , usando el software de modelización *Trelis*. El uso de elementos triangulares nos permite construir superficies de falla curvas más realistas; mientras que el uso de 1 km^2 como el tamaño de celda mínimo mejora el catálogo sísmico ayudando a reducir la concentración de esfuerzos en los elementos del modelo para roturas sísmicas más realistas (Dieterich, 1995; Gilchrist, 2015; Richard-Dinger and Dieterich, 2012). El modelo de fallas de la ZCBO construido (Figura 5.2) contiene 11764 elementos.

Tabla 5.3: Parámetros de entrada asignados a las secciones de falla modelizadas para las Béticas Orientales. Ver el Anexo B.2 para más datos en detalle sobre los criterios seguidos para asignar los valores promedio, máximo y mínimo de acuerdo con las referencias. *C*: cabeceo (*rake*); *TD*: tasa de deslizamiento (*slip rate*)

Nombre Falla	Sección de falla	ID	Cabeceo	Desviación	Tasa de deslizamiento	Desviación	Referencias
Falla de Alhama de Murcia (AMF)	Góñar-Lorca	AMF-1	20	0 - 40	1.10	0.50 - 1.70	- <i>C</i> de estrías de falla medidas por Martínez-Díaz (1998) . <i>TD</i> basado en datos de trincheras (Ferrater et al., 2017; Ortuño et al., 2012).
	Lorca-Torana	AMF-2	39	19 - 59	0.90	0.80 - 1.00	- <i>C</i> basado en el mecanismo focal del terremoto de Lorca 2011 (Martínez-Díaz et al., 2012) y el análisis estructural de Alonso-Henar et al. (2012) . <i>TD</i> de trincheras y análisis morfotectónico (Ferrater et al., 2016, 2017).
	Totana - Alhama de Murcia	AMF-3	42	25 - 58	0.20	0.07 - 0.32	- Datos inferidos de AMF-4
	Alhama de Murcia - Alcantarilla	AMF-4	42	25 - 58	0.20	0.07 - 0.32	- <i>TD</i> y <i>C</i> a partir de restituciones de secciones transversales (Herrero-Barbero et al., 2020). Mm. <i>TD</i> de Silva et al. (2003) .
Falla de Carboneras (CF)	Carboneras Sur (offshore)	CF-1	10	0 - 20	1.20	1.10 - 1.30	- Datos de canales submarinos desviados en CF-1 (Moreno, 2011) y canales fluviales <i>onshore</i> en CF-2 (Moreno et al., 2015). Max. <i>TD</i> basado en datos GPS de Echeverría et al. (2015) .
	Carboneras Norte (offshore-onshore)	CF-2	10	0 - 20	1.20	1.10 - 1.30	
Falla de Palomares (PF)	Palomares Sur - Fallas de Arreal	PF-1	-5 (0)	(-25) - 15	0.04	0.01 - 0.08	- Datos medidos por Booth-Rea et al. (2004) , comparando depósitos fluviales y paleocanales en PF-1. El <i>C</i> en PF-2 es consistente con el Tensor Momento Sísmico de un evento <i>M_w</i> 3.6 reciente (IGN, 2021).
	Palomares Norte (S ^o Almenara)	PF-2	15	0 - 35	0.04	0.01 - 0.08	- <i>C</i> inferido a partir de PF-2 y <i>TD</i> basado en la comparación entre PF-3 y LTF-1.
	Palomares Norte - Fallas de Hinojar	PF-3	15	0 - 35	0.10	0.04 - 0.16	
Falla de Los Tollos (LTF)	Falla de Los Tollos	LTF-1	15	0 - 35	0.16	0.06 - 0.25	- <i>C</i> y <i>TD</i> obtenidos a través de trincheras por Insua-Arévalo et al. (2015) .
Falla de Carrascosy (CAF)	SW Carrascosy - Algezaras - Casas Nuevas	CAF-1	90	75 - 90	0.37	0.29 - 0.45	- <i>C</i> y <i>TD</i> estimados a partir de trincheras por Martín-Banda et al. (2016) . <i>C</i> referido a una rama más joven con cinemática inversa (ver Figura B.6 del Anexo B).
	NE Carrascosy	CAF-2	15	5 - 25	0.85	0.50 - 1.20	- Datos a partir de análisis estructurales (Martín-Banda, 2020; Sanz de Galdeano et al., 1998; Silva, 1994).
Falla del Bajo Segura (BSF)	Hurchillo	BSF-1	90	70 - 110	0.40	0.29 - 0.51(0.6)	- Estimaciones <i>TD</i> de Alfaro et al. (2012) usando marcadores estratigráficos y asumiendo cinemática inversa pura. Nótese que los datos GPS de Borque et al. (2019) muestran 0.6±0.2 mm/a de acortamiento para toda la zona de falla del Bajo Segura.
	Bañejizar	BSF-2	90	70 - 110	0.27	0.20 - 0.34	
	Guardamar	BSF-3	90	70 - 110	0.20	0.15 - 0.25	
	Bajo Segura Offshore	BSF-4	90	70 - 110	0.20	0.15 - 0.25	- Para el <i>C</i> , ver los perfiles de sismica de Alfaro et al. (2012) y Perea et al. (2012) . La <i>TD</i> está inferida de BSF-4.

Nota: El cabeceo se define usando la convención de Aki y Richards (1980) (regla de la mano derecha). Si las incógnitas no pueden cuantificarse, se utiliza un valor por defecto de ±20°.

Tabla 5.4: Tabla 5.3 ampliada con los parámetros de entrada utilizados en las simulaciones junto con la clasificación de la calidad de los datos. Con respecto a los valores de cabeceo, cada estimación tiene una evaluación asociada de su fiabilidad/representatividad (*reliability*), basada en los criterios de Lichfield et al. (2013) para estimaciones de cabeceo. En relación a los valores de la tasa de deslizamiento, las estimaciones se muestran con los períodos de tiempo considerados por los autores (ver referencias en la Tabla 5.3) para el cálculo. El análisis de la precisión (*accuracy*) de la tasa de deslizamiento se basa en los criterios de la base de datos QAFI (García-Mayordomo et al., 2017) con algunas modificaciones. La leyenda de la clasificación se muestra en la Tabla 5.5.

Sección falla	Cabeceo (°)			Tasa de deslizamiento (mm/a)			
	Media	Desviación	Ranking	Media	Desviación	Edad	Ranking
AMF-1	20	0–40	A	1.10	0.50–1.70	200 ka	A
AMF-2	39	19–59	A	0.90	0.80–1.00	20–30 ka	A
AMF-3	42	25–58	D	0.20	0.07–0.32	4.8–7.6 Ma	D
AMF-4	42	25–58	C	0.20	0.07–0.32	4.8–7.6 Ma	B
CF-1	10	0–20	D	1.20	1.10–1.30	110 ka	B
CF-2	10	0–20	B	1.20	1.10–1.30	110 ka	A
PF-1	-5 (0)	(-25) -15	B	0.04	0.01–0.08	5.3–3.3 Ma	C
PF-2	15	0–35	C	0.04	0.01–0.08	5.3–3.3 Ma	D
PF-3	15	0–35	D	0.10	0.04–0.16	5.3–3.3 Ma	D
LTF	15	0–35	A	0.16	0.06–0.25	2.2–6.9 ka	A
CAF-1	90	75–90	A	0.37	0.29–0.45	209±6 ka	A
CAF-2	15	5–25	A	0.85	0.50–1.20	30–40 ka	A
BSF-1	90	70–110	A	0.40	0.29–0.51 (0.6)	2–3 Ma	C
BSF-2	90	70–110	A	0.27	0.20–0.34	2–3 Ma	C
BSF-3	90	70–110	A	0.20	0.15–0.25	2–3 Ma	C
BSF-4	90	70–110	A	0.20	0.15–0.25	2–3 Ma	D

Tabla 5.5: Clasificación de la calidad de los datos de cabeceo y tasa de deslizamiento, parcialmente basado en los criterios de Lichfield et al. (2013) y García-Mayordomo et al. (2017), pero adaptando las categorías al tipo de datos recogidos en nuestro estudio (Tabla 5.4).

Ranking Cabeceo (<i>reliability</i>)	Criterios	Ranking Tasa de deslizamiento (<i>accuracy</i>)	Criterios
A	Bien restringido a partir de múltiples datos de campo y/o datos de perfiles sísmicos de alta resolución	A	Bien restringido de datos de campo y/o datos de perfiles sísmicos de alta resolución. Dataciones numéricas.
B	Moderadamente restringido de datos de campo o de perfiles sísmicos	B	Moderadamente restringido de datos de campo o de perfiles sísmicos. Se conoce el vector deslizamiento.
C	Localmente restringido a partir de datos geofísicos del subsuelo u otros métodos (GPS, tensor de momento sísmico, etc.)	C	Constreñido de datos a escala regional y marcadores Cuaternarios o Plio-Cuaternarios.
D	Inferido	D	Inferido a partir de estimaciones de tasas de deslizamiento de secciones/fallas cercanas.

5.3.2 Propiedades friccionales

Para simular terremotos, RSQSim incorpora la ley de fricción dependiente de la tasa y estado (*'rate- and state-dependent friction equations'*) de Dieterich (1978), que refleja la dependencia de la fricción respecto a la variación de la velocidad de deslizamiento. Los parámetros friccionales de estas ecuaciones controlan la nucleación y propagación de los terremotos (e.g. Dieterich, 1979; Scholz, 1998). En la sección 5.3.3.1, se explican brevemente los conceptos fundamentales de la formulación en la que se basa el código RSQSim.

En la ZCBO, algunos estudios experimentales exploran las propiedades friccionales de las rocas de falla de la región (Niemeijer y Vissers, 2014; Rodríguez-Escudero, 2017). Los parámetros friccionales globales del modelo de fallas se han asignado a partir de los resultados obtenidos en los citados trabajos, teniendo en cuenta los parámetros más satisfactorios a juicio de sus autores. Se han llevado a cabo múltiples simulaciones empleando diferentes combinaciones de los parámetros friccionales a y b (Figura 5.6). El primer objetivo es evaluar con cuáles se obtienen los resultados que mejor concuerdan con las relaciones escalares que relacionan la magnitud de terremotos observados con sus áreas de rotura (Leonard, 2010; Wells y Coppersmith, 1994). Este procedimiento es habitual en numerosos trabajos de modelización de la peligrosidad sísmica, algunos también derivados de simulaciones de catálogos sintéticos (e.g., Console et al., 2018; Shaw et al., 2018; Wilson et al., 2018).

A continuación, la siguiente tarea de este proceso iterativo de evaluación de parámetros friccionales es generar distribuciones de Frecuencia-Magnitud, con las que se pretende encontrar similitudes con el comportamiento de la sismicidad histórica e instrumental de magnitud moderada en las Béticas Orientales. Establecemos para ello un valor de b de Gutenberg-Richter de referencia: $b=1.0\pm 0.1$. Este valor se toma a partir de las estimaciones realizadas

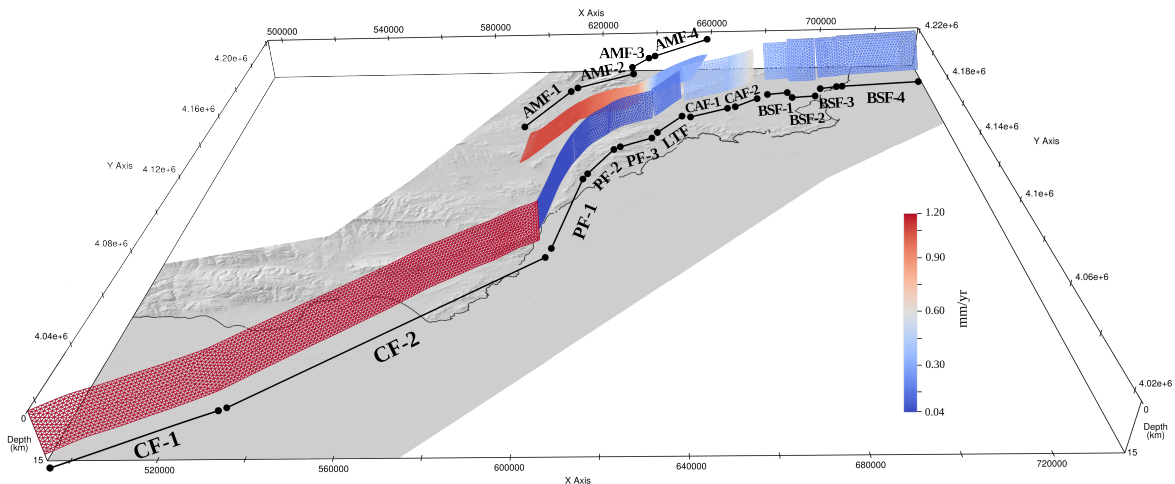


Figura 5.2: Modelo tri-dimensional de las principales fallas sísmogénicas de la ZCBO y las tasas de deslizamiento a largo plazo asignadas.

Tabla 5.6: Parámetros friccionales de tasa y estado, condiciones de esfuerzos iniciales normal (σ_0) y de cizalla (τ_0), y valores de b de Gutenberg-Richter obtenidos a partir de la distribución de frecuencias de la sismicidad sintética. Hemos usado el software *ZMAP 7* (Wiemer, 2001) para analizar la sismicidad. Se calcula una magnitud de completitud óptima M_C 4.6 para eventos de tamaño moderado basados en la colección completa de catálogos, que tienen un número variable de eventos y diferentes rangos de magnitudes. El valor de b se calcula a partir de la misma M_C .

Catalog	a	b	$a - b$	σ_0 (MPa)	τ_0 (MPa)	b-value (Mc 4.6)
cat-3	0.010	0.015	-0.005	120	60	1.50 ± 0.01
cat-14	0.001	0.008	-0.007	100	60	0.99 ± 0.00
cat-20	0.010	0.015	-0.005	20*	60	1.65 ± 0.01
cat-21	0.001	0.006	-0.005	20*	60	1.25 ± 0.01
cat-27	0.001	0.008	-0.007	20*	60	1.13 ± 0.01
cat-28	0.001	0.010	-0.009	20*	60	1.05 ± 0.00
cat-29	0.001	0.010	-0.009	140	75	1.08 ± 0.00

*Estos valores representan un gradiente de 20 MPa/km.

previamente para esta zona sismogénica (García-Mayordomo, 2005; IGN-UPM, 2013; Villamor, 2002). Por último, el tercer paso en el proceso de selección del catálogo con mejor ajuste es la comparación de los intervalos de recurrencia de terremotos sintéticos con las estimaciones derivadas de investigaciones paleosismológicas, como se explicará en el apartado 5.4 de Resultados.

Estas tareas de calibración del modelo (ver apartado 4.3 de Resultados) se han realizado tras un proceso de '*declustering*'. Se trata de una práctica habitual en análisis de peligrosidad sísmica, en el que se eliminan las agrupaciones de eventos que poseen una dependencia temporal y espacial (p.ej., réplicas). Se ha utilizado el método y los criterios de desagrupación de Reasenberg (1985) con la ayuda del software *ZMAP* (Wiemer, 2001) para optimizar el proceso. No obstante, algunos de los procedimientos y cálculos que se expondrán en sucesivos apartados se han realizado sin aplicar el método de '*declustering*', salvo cuando dichos análisis lo hayan requerido.

5.3.3 Simulación de terremotos sintéticos

5.3.3.1 Simulador RSQSim: formulación y aproximaciones

En esta tesis se ha aplicado el código de simulación de terremotos cuasi-dinámico RSQSim ('*Rate-State earthQuake Simulator*'), desarrollado por Dieterich y Richards-Dinger (2010), con el objetivo de ejecutar simulaciones con las que obtener sismicidad sintética de la ZCBO. RSQSim está basado en la formulación inicialmente desarrollada por Dieterich (1995) con varias mejoras posteriores. Es un proyecto que se encuentra en continuo desarrollo.

En RSQSim, el esfuerzo cortante, τ ; el esfuerzo normal, σ ; la velocidad del deslizamiento, V ; y la variable de estado, θ , en cada elemento del modelo están relacionados por la siguiente relación constitutiva:

$$\tau = \sigma \left[\mu_0 + a \ln \left(\frac{V}{V^*} \right) + b \ln \left(\frac{\theta V^*}{D_C} \right) \right], \quad (5.1)$$

donde a y b son coeficientes adimensionales de tasa y estado (*'rate-and-state coefficients'*); V^* es una velocidad de deslizamiento de referencia; D_C es la distancia característica para la evolución del deslizamiento (10^{-5} m en este trabajo); y μ_0 es el coeficiente de fricción en el estado estable (*steady-state*) a la velocidad de deslizamiento de referencia V^* y con un esfuerzo normal constante.

Esta relación constitutiva se combina con la ecuación que describe el progreso de la variable de estado θ con la 'historia' o evolución en el tiempo del deslizamiento y del esfuerzo normal (Linker y Dieterich, 1992):

$$\dot{\theta} = 1 - \frac{\theta V}{D_C} - \alpha \frac{\theta \dot{\sigma}}{b\sigma}, \quad (5.2)$$

donde α es una constante adimensional (los valores experimentales típicos son: 0.25 – 0.5; en esta investigación: 0.25). En RSQSim, la caída de esfuerzos durante un evento es logarítmicamente dependiente de la velocidad del deslizamiento y proporcional al producto del esfuerzo normal y la diferencia entre los coeficientes de estado y tasa ($a - b$). En un estado estable (*Steady-State*), donde el esfuerzo normal y el deslizamiento son constantes, θ evoluciona a $\theta^{ss} = D_C/V$, y el esfuerzo tangencial será:

$$\tau^{ss} = \sigma \left[\mu_0 + (a - b) \ln \left(\frac{V}{V_0} \right) \right] \quad (5.3)$$

RSQSim también emplea las ecuaciones de deformación elástica 3D de Okada (1992) para controlar las interacciones de esfuerzos entre los elementos de falla, junto con las modificaciones de Gimbutas et al. (2012) cuando los elementos son triangulares. Los esfuerzos de cizalla y normales, para cada elemento i -th vienen dados por:

$$\dot{\tau}_i = K_{ij}^\tau V_j + \dot{\tau}_i^{tect}, \quad (5.4)$$

y

$$\dot{\sigma}_i = K_{ij}^\sigma V_j + \dot{\sigma}_i^{tect}, \quad (5.5)$$

donde K_{ij}^τ y K_{ij}^σ son las matrices de rigidez derivadas de las ecuaciones de interacción elástica; y $\dot{\tau}_i^{tect}$ y $\dot{\sigma}_i^{tect}$ representan las tasas de esfuerzos tectónicos.

Antes de realizar las simulaciones, se asignan los parámetros de entrada para cada elemen-

to del modelo de fallas (ver Tabla 5.3 y la siguiente Subsección 5.3.3.2). La tasa de esfuerzo tectónico sobre las superficies de falla es aplicado mediante el método de ‘*back-slip*’ (Savage, 1983), empleando para ello las tasas de deslizamiento medio a largo plazo presentadas en la Tabla 5.3. Este método fuerza a los elementos de falla a deslizar ‘retrocediendo’ a su tasa de deformación a largo plazo mientras que las matrices de rigidez, determinadas por las aproximaciones elastoestáticas de Okada (1992) (ecuaciones 5.3 y 5.4), controlan el cambio en la tasa de esfuerzos en cada elemento.

Durante las simulaciones con el código RSQSim, la acumulación de esfuerzos y deslizamiento sísmico en cada elemento de falla (y en cada evento) se divide en tres estados fundamentales (Richards-Dinger y Dieterich, 2012): estado 0 (‘*locked*’), estado 1 (‘*nucleation*’) y estado 2 (‘*sliding*’). En cada uno de esos pasos, RSQSim usa las expresiones analíticas descritas anteriormente para calcular las transiciones de estado en cada elemento, favoreciendo una computación más eficiente, lo que supone un rasgo fundamental de este código al permitir generar largos catálogos de terremotos en unas horas o días.

RSQSim realiza una aproximación cuasi-dinámica a la nucleación y propagación de la rotura. Durante la rotura sísmica, cada elemento de la falla que desliza transfiere el esfuerzo al resto de los elementos del modelo, pero no se simulan interacciones dinámicas (i.e., ondas sísmicas) y otros consecuentes efectos dinámicos (por ejemplo, aceleraciones del suelo y deformaciones *off-fault*). En las simulaciones con RSQSim, los terremotos se nuclean espontáneamente y la localización de la nucleación para cada evento individual no es especificado *a priori*; por consiguiente, cada rotura simulada tiene un conjunto de condiciones iniciales de esfuerzos. Es una aproximación computacional que lo hace significativamente más rápido que los modelos completamente dinámicos. A pesar de que todos los esfuerzos en RSQSim están basados en cálculos puramente elasto-estáticos, el código introduce algunas mejoras para alcanzar una mejor validación de la parte cuasi-dinámica del fenómeno del terremoto (ver apartado de ‘Approximations to Elastodynamics’ del artículo de Richards-Dinger y Dieterich (2012)). En nuestro modelo de la ZCBO, se abordan las limitaciones dinámicas mediante la aplicación de un factor de “sobre-esfuerzo” (‘*overshoot*’) dinámico (10%), la reducción del coeficiente de tasa a que cuantifica el efecto del cambio de velocidad sobre el coeficiente de fricción, y un patrón de esfuerzos iniciales variable (ver los parámetros de entrada de la simulación en el Anexo B.1). Estas correcciones parece que logran emular satisfactoriamente la evolución espacio-temporal de la rotura gobernada por los modelos completamente-dinámicos, según las comparaciones de Gilchrist (2015) y Richards-Dinger y Dieterich (2012).

5.3.3.2 Parámetros de entrada de las simulaciones

Los parámetros de entrada se asignan en cada elemento del modelo de fallas antes de realizar las simulaciones. Como se ha explicado en el apartado 5.3.2, se han llevado a cabo

varias simulaciones variando los parámetros friccionales (Tabla 5.6). Asimismo, se han evaluado distintas condiciones de esfuerzos iniciales con el objetivo de encontrar los parámetros de la simulación más óptimos posible.

Mientras que los coeficientes de fricción a y b son homogéneos espacialmente a largo de la falla, las condiciones iniciales de esfuerzos varían en profundidad en algunos de los casos de estudio propuestos. Las simulaciones con RSQSim comienzan con un esfuerzo de cizalla inicial homogéneo en todos los casos, pero durante la simulación, el esfuerzo evoluciona conforme se producen las interacciones entre elementos del sistema de fallas a lo largo de los ciclos sísmicos, aunque sin alcanzar nunca un valor predeterminado que habremos asignado para el primer evento, en nuestro caso, 60 MPa. Por otra parte, se ha evaluado un esfuerzo normal inicial espacialmente variable con un gradiente de 20 MPa/km, al observar, durante las primeras iteraciones, que este modelo nos permitía obtener una curva de distribución de las magnitudes más homogénea, fomentando la simulación de roturas más realistas (Richards-Dinger and Dieterich, 2012). En cualquier caso, el esfuerzo normal no uniforme es claramente evidente en el primer evento simulado pero casi desaparece en los siguientes eventos; por tanto, no parece afectar a la modelización del deslizamiento en la propagación de la rotura, aunque si podría en ocasiones condicionar la re-nucleación en fallas adyacentes (Oglesby, 2008; ver apartado 5.5.6). Estas observaciones en la evolución del esfuerzo durante la ejecución de modelos numéricos las encontramos también en publicaciones como Lapusta y Liu (2009), y más recientemente Gilchrist (2015), que evalúa el simulador RSQSim mediante múltiples escenarios iniciales en superficies de falla sencillas. En este sentido, en nuestra investigación se han descartado los primeros 2000 años de todos los catálogos sintéticos analizados, con el objetivo de evitar las irregularidades de las primeras roturas antes de que el estado de esfuerzos evolucione. En el Anexo B se proporcionan datos en más detalle acerca del modelo de fallas 3D y de los criterios de asignación de los datos de entrada de las simulaciones con RSQSim.

5.4 Resultados

Las simulaciones de múltiples ciclos sísmicos que se han realizado en este estudio dan como resultado catálogos sintéticos de 100.000 años de duración que, según el caso, oscilan entre los 28.000 y casi los 300.000 eventos. Los catálogos cubren un rango de magnitudes de $3.0 < M_W \leq 7.6$; aunque dos de los catálogos obtenidos tienen magnitudes mínimas mayores de M_W 4.0. Los parámetros de entrada influyen en la extensión de los catálogos, pero reconocemos que, debido al tamaño de la malla y a las limitaciones cuasi-dinámicas del código simulador, las roturas de los terremotos más pequeños pueden no ser del todo realistas. La Figura 5.3 muestra las distribuciones de Frecuencia-Magnitud y las relaciones entre la Magnitud y el Área de rotura obtenidas a partir de los catálogos simulados.

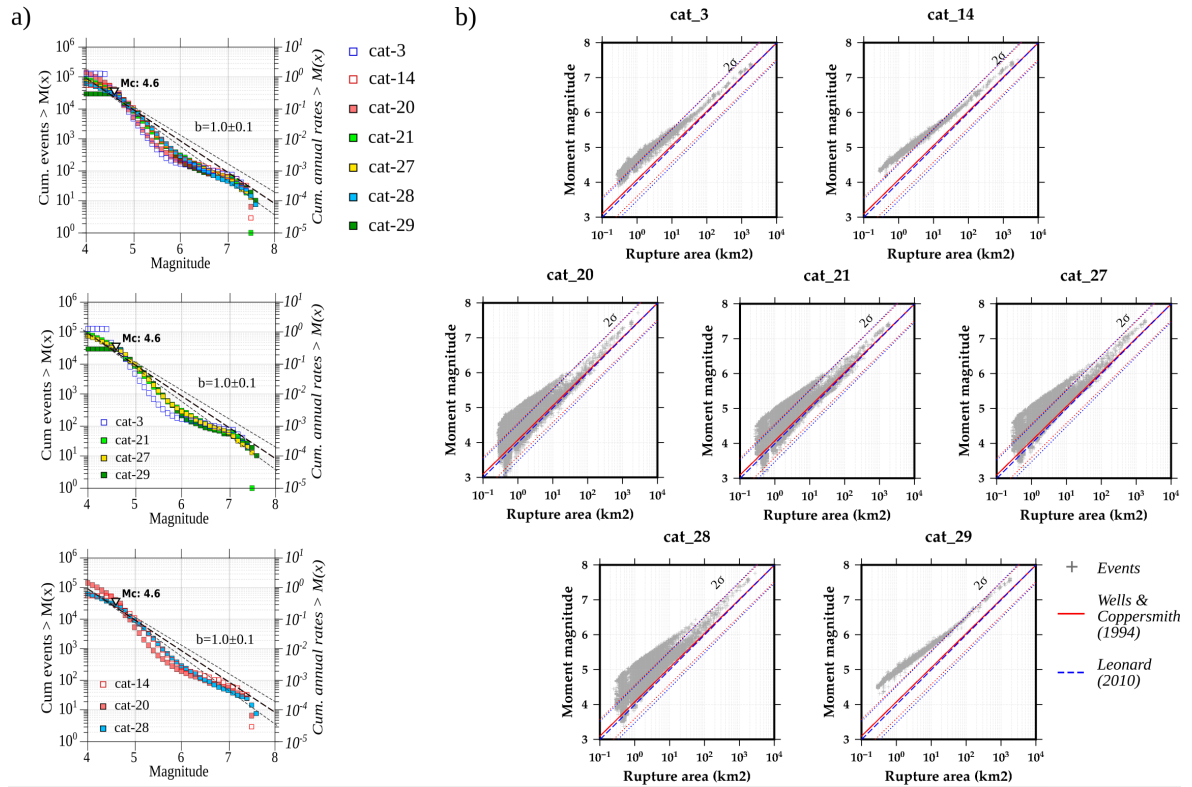


Figura 5.3: Comparación estadística entre los catálogos sintéticos obtenidos mediante el código de simulación RSQSim. a) Terremotos acumulados $>M(x)$ y distribuciones de Frecuencia-Magnitud para los catálogos de terremotos sintéticos. Asumimos una magnitud de completitud M_C 4.6 para los terremotos de moderado tamaño considerando la colección completa de catálogos. b) Distribución de magnitudes frente a áreas de rotura de la sismicidad sintética, frente a las relaciones escalares de Wells y Coppersmith (1994) y Leonard (2010). Las líneas punteadas representan dos desviaciones estándar de error de las regresiones empleadas.

La distribución de frecuencias anuales acumuladas frente a las magnitudes (Figura 5.3a) muestra que las magnitudes $M_W < 5.5$ y $M_W > 6.5$ se ajustan bastante bien con el rango de valores de b de Gutenberg-Richter 1.0 ± 0.1 observado en el área de estudio (García-Mayordomo, 2005; IGN-UPM, 2013; Villamor, 2002). Sin embargo, para las magnitudes M_W 5.5–6.5, se observa un cambio en la pendiente (valor de b) de ~ 1.0 a 1.2. Esta discrepancia para las magnitudes moderadas también se descubre en otros estudios que generan catálogos sintéticos usando simuladores de terremotos (e.g., Christophersen et al., 2017; Sachs et al., 2012) y que puede resultar de la falta de elementos del modelo de pequeño tamaño. El uso de un tamaño de celda de 1 km^2 y los parámetros friccionales asignados en nuestro modelo de fallas permiten alcanzar una magnitud mínima de M_W 3.4, pero se ha calculado una magnitud óptima de completitud de los catálogos de M_C 4.0-4.6 (según el catálogo). El catálogo sintético debería tener un número mayor de terremotos de magnitud $M_W < 5$ comparado con el número de eventos $M_W > 5$ para que la proyección de su distribución de Frecuencia-Magnitud pudiera aproximarse a la pendiente de la sismicidad real. Teóricamente, el modelo de fallas podría construirse con celdas más pequeñas de un 1 km^2 ; sin embargo, esto requeriría un incremento

significativo en el tiempo de computación que no satisface los objetivos de este estudio. Para las consiguientes interpretaciones de este capítulo, se filtrará el catálogo con mejor ajuste en una magnitud mínima de completitud de M_W 4.5 (y ocasionalmente, a M_W 5.0).

Hay algunas diferencias evidentes entre los catálogos sintéticos con respecto a cómo se ajustan con las relaciones de Magnitud-Área de rotura (Figura 5.3b). En general, los resultados que mejor concuerdan son aquellos catálogos con el coeficiente de tasa (de la ley friccional de tasa y estado; Dieterich, 1978) $a=0.001$ (Tabla 5.6), excepto por los catálogos 29 y 14, que muestran, por el contrario, grandes discrepancias (Figura 5.3b). Los catálogos con $a=0.01$ (cat-20 y cat-3; Tabla 5.6) demuestran una buena correlación pero difieren en las relaciones empíricas (Leonard, 2010; Wells y Coppersmith, 1994) para las magnitudes pequeñas (Figura 5.3b). En los catálogos 27 y 28, que muestran una mejor correlación con las relaciones escalares Magnitud-Área de rotura, existe una ligera discrepancia con la tendencia óptima, en este caso, para las magnitudes grandes ($M_W > 7$). Se puede concluir, por tanto, que los catálogos sintéticos que mejor ajuste presentan con las observaciones que relacionan la Magnitud y el Área de rotura son los catálogos 20, 21, 27 y 28.

Para terminar de seleccionar el catálogo sintético que mejor ajusta con las características de la sismicidad conocida en la ZCBO, se ha realizado una tercera tarea de calibración del modelo mediante la comparación de intervalos de recurrencia (IR). Para ello, se han tomado los terremotos simulados con magnitud M_W mayor de 6.0 y se han comparado con los estimados en las fallas de la ZCBO mediante métodos de paleosismología (Tabla 5.2). Se han seleccionado 5 emplazamientos paleosismológicos representativos donde diversos autores han realizado trincheras y estimado tiempos de recurrencia mediante observaciones de paleoroturas en superficie (Tabla 5.7). Para estimar los IR, se ha considerado el intervalo de tiempo entre el primer y el último evento observado o simulado en relación con el número total de eventos. Los cálculos detallados de los IR se adjuntan en el Anexo B.1. El ratio entre los IR medios obtenidos de los emplazamientos paleosísmológicos y los IR medios de los catálogos sintéticos, resultan en un factor:

$$f = \frac{IR_{paleo}}{IR_{catalogo}} \quad (5.6)$$

que permite la comparación de los catálogos modelizados (Tabla 5.7 y Figura 5.4) que habían dado resultados más acordes con las relaciones de observaciones empíricas analizadas en las anteriores tareas de calibración del modelo (Figura 5.3). Se trata de una simplificación del procedimiento aplicado en el modelo de estimación de la rotura sísmica para California (USA), conocido por sus siglas en inglés: UCERF (*'Uniform California Earthquake Rupture Forecast'*; Field et al., 2008) y que cuenta con muchos más datos paleosísmicos que permiten comparaciones estadísticas más complejas que las realizadas en nuestro análisis. No obstante, esta aproximación nos permite obtener algunas conclusiones a partir de los catálogos sintéticos

Tabla 5.7: Comparación entre los catálogos sintéticos que mejor se ajustan a las relaciones de Frecuencia-Magnitud y Magnitud-Área de rotura (Figura 5.3). f representa el ratio entre el IR promedio de los emplazamientos paleosísmicos y el IR promedio de los catálogos sintéticos, en relación a la Ecuación 5.5. *DMA*: Desviación media absoluta (excluyendo los valores de CF-2).

site	$*IR_{paleo}$ (kyr)	cat-20		cat-21		cat-27		cat-28	
		IR_{cat} (yr)	f	IR_{cat} (yr)	f	IR_{cat} (yr)	f	IR_{cat} (yr)	f
AMF-2	4.8±1.9	4021.9	1.19	4115.8	1.16	3940.1	1.21	4561.9	1.05
CF-2	23.5±9.7	1505.3	15.64	832.8	28.27	999.7	23.55	1016.9	23.15
LTF	4.5±2.3	9705.1	0.47	9063.3	0.50	10195.5	0.45	9803.9	0.46
CAF-1	3.3±0.7	7935.8	0.42	6378.9	0.52	7953.1	0.41	12166.0	0.27
BSF-2	9.6±0.2	14790.4	0.65	9410.4	1.02	11665.7	0.83	10167.8	0.95
<i>DMA</i>			0.41		0.29		0.38		0.34

*Ver Tabla 5.2 y Anexo B.1 para datos y criterios usados para calcular IR_{paleo}

que mejor ajuste presentan con las observaciones empíricas de la relación Magnitud-Área de rotura, es decir, los catálogos 20, 21, 27 y 28 (Figura 5.3b).

En primer lugar, en la Figura 5.4 se observa que los resultados concuerdan mejor con los datos paleosísmicos obtenidos en las trincheras de La Salud de la sección Totana-Alhama de la Falla de Alhama de Murcia (AMF-2) y para la sección de Benejúzar en la Falla del Bajo Segura (BSF-2). Los resultados de eventos sintéticos para la Falla de Carboneras, sin embargo, están sobrestimados en relación con las observaciones en trincheras.

De acuerdo con la desviación media entorno al factor f (Tabla 5.7), los catálogos 21 y 28 son los que mejor se correlacionan con los datos obtenidos en los lugares paleosísmicos de la ZCBO escogidos, que se suman a los buenos resultados del análisis basado en las relaciones escalares de Magnitud-Área de rotura de Wells y Coppersmith, (1994) y Leonard (2010) (Figura 5.3b). El comportamiento de la sismicidad simulada del catálogo 28, además de la buena correlación entre los datos de recurrencias y con las relaciones escalares (siendo

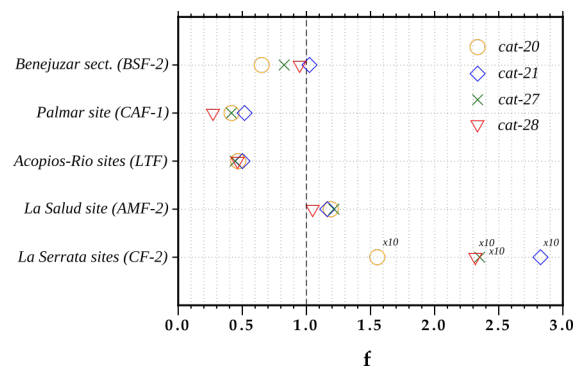


Figura 5.4: Comparación entre los intervalos de recurrencia para terremotos simulados de magnitud $M_W > 6$ ($IR_{catalog}$) con los obtenidos en emplazamientos paleosísmicos (IR_{site}) de la ZCBO (ver Anexo B.1 para más detalles sobre los datos paleosismológicos empleados para este análisis). El factor f se ha calculado para cada catálogo sintético.

mejor la equivalencia para las magnitudes $4.5 < M_W < 6.5$), muestra que la pendiente de la distribución de frecuencias anuales (Figura 5.3b) tiene un ajuste óptimo para un valor b de 1.05 (Tabla 5.6), dentro del rango estimado para la región.

Por consiguiente, tomando como base las propiedades geométricas, cinemáticas y friccionales de las fallas de la ZCBO, se ha seleccionado el catálogo 28 como escenario de referencia para el resto de los análisis de este Capítulo de la tesis. La combinación de parámetros de entrada de la simulación que resultan más satisfactorios con los criterios de distribución de la sismicidad en la región son, por tanto: parámetros friccionales dependientes de la 'tasa y estado' $a=0.001$ y $b=0.010$; coeficiente de fricción estática $\mu_0=0.6$; un esfuerzo tangencial inicial de 60 MPa; y un esfuerzo normal inicial variable de 20 MPa por km de profundidad. En el Anexo B.1 se muestra el resto de parámetros de entrada utilizados en la simulación, por ejemplo, la distancia de deslizamiento crítico D_C de la Ecuación 5.1 y los módulos elásticos de Lamé.

Análisis del catálogo sintético con mejor ajuste

La simulación de ciclos sísmicos asumida como caso de referencia más satisfactorio con los criterios establecidos en esta investigación, resulta en un catálogo sintético de 77.245 eventos (tras haber descartado los primeros 2000 años, como se explica en el apartado 5.3 de Metodología). Este catálogo abarca un rango de magnitudes de $3.4 \geq M_W \geq 7.6$, aunque hemos tomado un rango de magnitudes $4.5 \geq M_W \geq 7.6$ para las siguientes interpretaciones. La Figura 5.5 muestra algunas estadísticas obtenidas a partir de los resultados de la simulación de referencia.

Comenzaremos evaluando la sismicidad simulada a través del número de eventos nucleados y propagados en cada falla, así como sus tasas anuales de ocurrencia en cada sección de falla. Para un periodo de 100 ka, el 75 % de las roturas cosísmicas en la ZCBO están asociadas a la Falla de Alhama de Murcia (AMF) y a la Falla de Carboneras (CF) (Figura 5.5a). El mayor número de terremotos se nuclean en las secciones sur de la AMF (Figura 5.5b), como era de esperar debido las mayores tasas de deslizamiento estimadas en estas secciones (AMF-1 y AMF-2; ver Tabla 5.3). La sección del extremo NE de la AMF (Alhama de Murcia – Alcantarilla o AMF-4) tiene más sismicidad que la sección Totana-Alhama (AMF-3), a pesar de tener las misma tasa de deslizamiento (Figura 5.5b). En este caso, el factor determinante seguramente sea la mayor longitud de la sección AMF-4. En la Falla de Carboneras (CF), la mayoría de los hipocentros están localizados en la sección norte, probablemente también debido a la mayor longitud de esta sección de falla, que favorece un área de rotura más grande. La Falla de Palomares (PF) y la Falla de Los Tollos (LTF) muestran una distribución de magnitudes similar entre ellas (Figura 5.5a), pero la última, que se modeliza como una única sección de falla, es la fuente de un mayor número de eventos. La Falla de Carrascoy (CAF)

y la Falla del Bajo Segura (BSF), localizadas al noreste de la zona de estudio, muestran también una estadística de la sismicidad muy similar (Figura 5.5a). La sección suroeste de la CAF genera mayor cantidad de eventos sintéticos a pesar de su menor tasa de deslizamiento estimada. La sección de la BSF con mayor sismicidad sería la rama *offshore* (BSF-4), que ha sido cartografiada con una mayor longitud (Figura 5.1; basada en la cartografía de la QAFI, Alfaro et al., 2002b y Perea et al., 2012).

En lo que respecta a las magnitudes alcanzadas, los terremotos mayores de M_W 5.0 representan sólo el 10.5 % de la sismicidad simulada (representados con barras negras en la Figura 5.5b). La simulación sugiere que todas las fallas del sistema pueden nuclear eventos mayores de M_W 6.0, incluso la PF con dos terremotos M_W 6.2 y M_W 6.7 para un periodo de tiempo de 100 ka. Los terremotos sintéticos $M_W > 7$ son nucleados solo en la AMF y la CF,

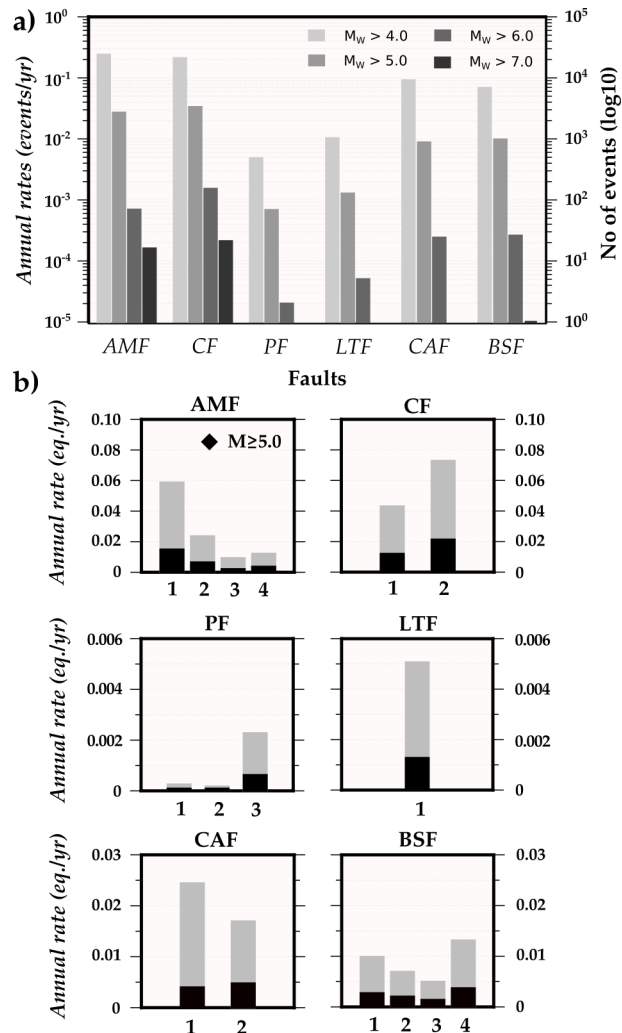


Figura 5.5: Estadística del catálogo obtenido mediante la simulación con los parámetros de entrada con mejor ajuste. a) Número de eventos y tasas anuales (en escala logarítmica) nucleados en cada falla del sistema para varios rangos de magnitudes. b) Tasas anuales de terremotos $M_W \geq 4.5$ para cada sección de falla. Los eventos $M_W \geq 5.0$ se enfatizan en barras de color negro.

excepto por un único evento registrado en la BSF. La magnitud máxima registrada para la AMF es M_W 7.4, alcanzada en varios eventos cuyo epicentro se encontraría en las secciones del suroeste de la falla, AMF-1 y AMF-2. La magnitud máxima de todo el catalogo sintético, M_W 7.6, se produce en la sección norte de la CF. Los terremotos máximos obtenidos en las fallas de Los Tollos, Carrascoy y Bajo Segura son M_W 6.6, M_W 6.9 y M_W 7.1, respectivamente.

Cuando calculamos los IR promedio para comparar los catálogos simulados, asumimos una ocurrencia periódica de terremotos a lo largo del periodo temporal estudiado, como una aproximación a la recurrencia de grandes eventos en una falla en particular. Si analizamos en detalle el tiempo entre eventos nucleados por las simulaciones (Figura 5.6), se observa un lógico incremento progresivo de los valores más probables de tiempo inter-evento en función de la magnitud (cajas grises de las gráficas). La distribución de tiempos entre eventos y magnitudes varía en cada falla. En general, se observan similitudes en el comportamiento de la recurrencia y de las magnitudes máximas entre pares de fallas del sistema: la AMF con la CF (Figuras 5.6b y 5.6c), la PF con la LTF (Figuras 5.6d y 5.6e), y la CAF con la BSF (Figuras 5.6f y 5.6g).

Conforme a la sismicidad simulada para todo el sistema de fallas (Figura 5.6a), los tiempos inter-evento más probables para magnitudes moderadas M_W 5.5–6.0 oscilan entre los 70 y los 2000 años; y para magnitudes de M_W 6.0–6.5, los intervalos de tiempo alcanzan de 800 a aproximadamente 7000 años. A partir de la magnitud $M_W \sim 6.5$, el proceso parece volverse más estocástico, y los intervalos inter-evento no conservan la misma recurrencia. Debido a esta incertidumbre, las mayores magnitudes se han agrupado en intervalos de muestreo más amplios (cajas azules en los gráficos de la Figura 5.6), lo que permite una interpretación más conservadora de los tiempos inter-evento obtenidos. El comportamiento de la recurrencia observado, especialmente en magnitudes grandes, se discutirá más adelante en este Capítulo.

5.5 Discusión

La aplicación de simuladores de terremotos basados en la geometría y las propiedades friccionales de la ZCBO, el principal sistema de fallas de la Cordillera Bética Oriental, ha permitido la compilación de un catálogo sintético de terremotos de 100.000 años de duración para eventos $M_W \geq 4.5$. Este catálogo contiene 75.977 terremotos cuya distribución de magnitudes intenta emular la sismicidad regional observada, pero sin las limitaciones de los catálogos reales en lo concerniente a la completitud y el corto tiempo de duración. En esta sección, comparamos en detalle el catálogo sintético resultante con los catálogos instrumental e histórico reales de la región, así como las similitudes encontradas con los datos paleosismológicos de cada falla. Analizamos el comportamiento de la rotura cosísmica entre secciones

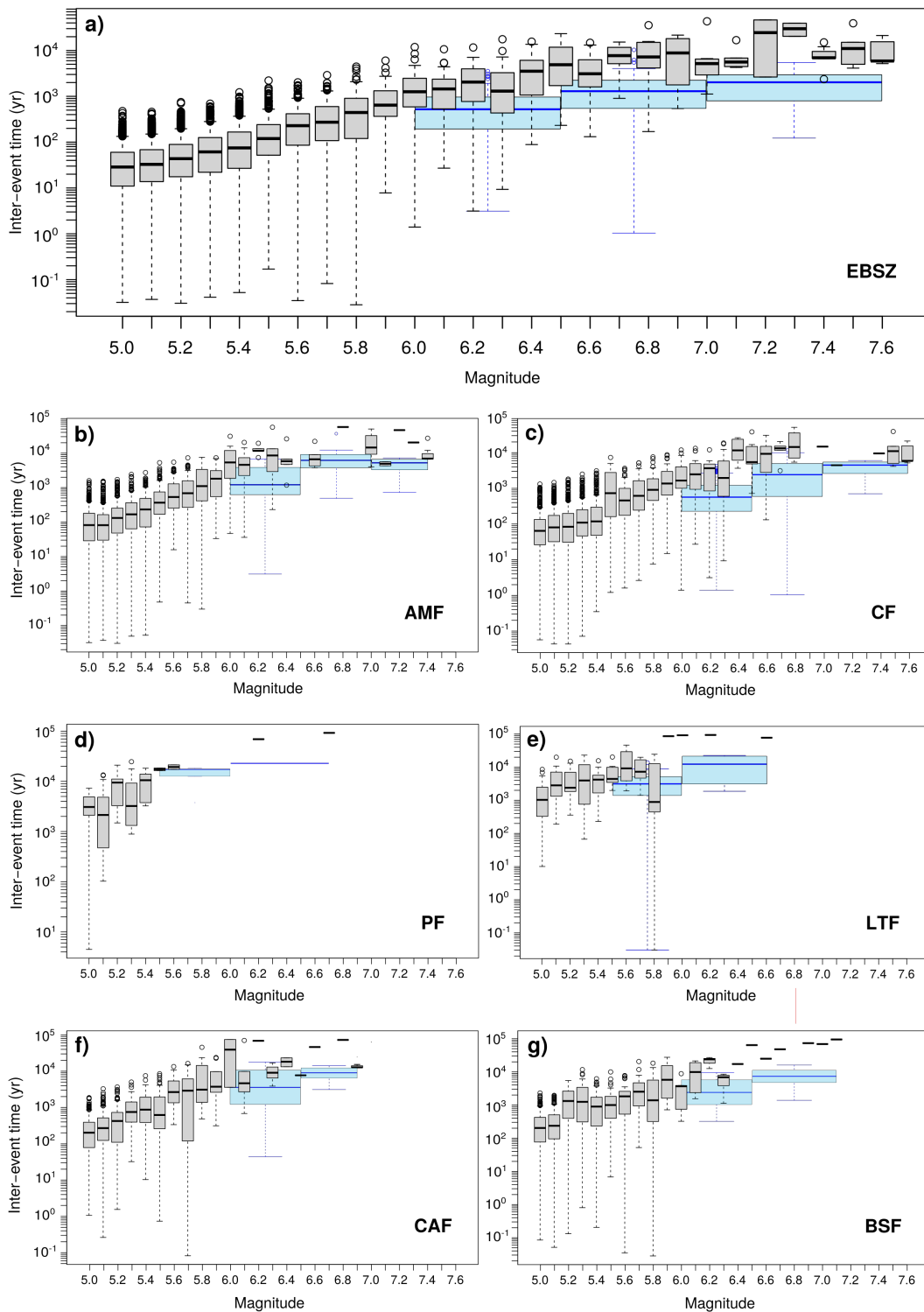


Figura 5.6: Distribución de tiempos inter-evento de acuerdo con las magnitudes momento simuladas para terremotos moderados-grandes en a) el sistema de fallas completo, y de b) a g) para cada falla en particular. Las cajas grises se extienden entre los cuartiles superior e inferior de los datos, y los círculos aislados son los valores atípicos. Las cajas azules muestran los tiempos inter-evento para terremotos menos frecuentes de magnitud $M_W \geq 6$ ($M_W \geq 5.5$ para PF y LTF), considerando un intervalo de muestreo de magnitudes más amplio (0.5).

y fallas, poniendo énfasis en otras cuestiones del catálogo que demandan una discusión con más detalle.

5.5.1 Análisis de magnitudes y tiempos entre eventos

Como se ha mencionado anteriormente, los datos de sismicidad observada en las Béticas Orientales son bastante limitados e incompletos. El catálogo instrumental se remonta al año 1923 d.C. (Gaspar-Escribano et al., 2015) y las intensidades macrosísmicas históricas están datadas mayoritariamente a partir del siglo XV (Martínez-Solares y Mezcúa, 2002). El proyecto conjunto del Centro Nacional de Información Geográfica (Instituto Geográfico Nacional) y la Universidad Politécnica de Madrid para la Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España (IGN-UPM, 2013) recopiló un catálogo sísmico refinado y homogeneizado a magnitud momento (Tabla 5.1) a partir de los datos instrumentales y macrosísmicos. Este catálogo incluye magnitudes instrumentales pero también magnitudes momento mayores de M_W 3.0 estimadas a partir de datos macrosísmicos mediante métodos de regresión. No obstante, hay que destacar que las desviaciones estándar de las estimaciones de magnitud momento (Tabla 5.1) son bastante grandes en el caso de los mayores terremotos del catálogo sísmico homogéneo.

A partir de este catálogo de terremotos, hemos seleccionado la sismicidad $M_W > 3$ geográficamente correlacionada con las fallas de nuestro modelo (Figura 5.7), asumiendo una zona delimitada de ~ 30 km de ancho a ambos lados de la traza de las fallas cartografiadas. De acuerdo con esta selección del catálogo de terremotos de la región de estudio, el periodo de tiempo disponible para los datos de sismicidad real es de apenas 600 años (Figura 5.7). Además, el análisis de completitud del catálogo sísmico para el SE de España (IGN-UPM, 2013) establece que el año de completitud para terremotos pequeños de $3 \leq M_W \leq 3.9$ es bastante reciente: 1975. Para terremotos de magnitudes $4 \leq M_W \leq 4.9$, el año de referencia es 1883 (Tabla 5.8).

Por tanto, el actual catálogo para la región de estudio no es fácilmente comparable con el catálogo sintético de 100 ka obtenido, debido a su incompletitud y a la localización incierta de muchos de los epicentros. Por ello, para empezar analizaremos sólo la ocurrencia de ciertos intervalos de magnitudes y de tiempos entre eventos sintéticos en relación a terremotos similares y relevantes registrados en el catálogo histórico.

Magnitudes y tiempos inter-evento en la Falla de Alhama de Murcia

El catálogo sintético muestra que las fuentes sismogénicas con el mayor número de eventos nucleados (Figura 5.5a) son la Falla de Alhama de Murcia (AMF) y la Falla de Carboneras (CF), localizadas en la mitad suroeste del sistema de fallas (Figura 5.1). Este hecho se debe

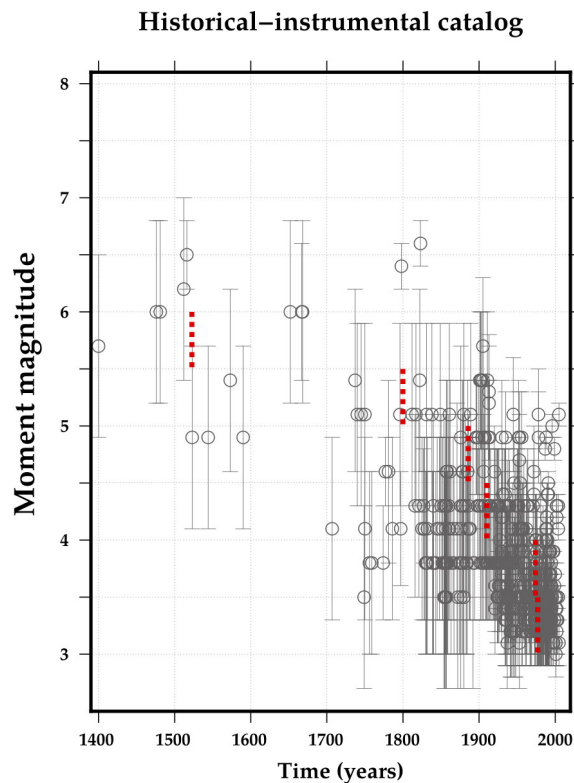


Figura 5.7: Sismicidad histórica-instrumental de magnitud $M_W > 3$ en la región de estudio, tomada a partir del catálogo de terremotos refinado y homogeneizado de IGN-UPM (2013). Las líneas rojas discontinuas representan los años de completitud del catálogo histórico para cada intervalo de magnitudes mostrado en la Tabla 5.6.

a las tasas de deslizamiento mayores de 1 mm/a asignadas en algunas de sus secciones de falla. Es posible que la cinemática de desgarre predominante favorezca roturas más largas, involucrando más secciones de falla y, por tanto, áreas de rotura más grandes.

La sección sur de la Falla de Alhama de Murcia (AMF-1) se ha correlacionado por Martínez-Díaz et al. (2018) con el terremoto de Lorca del año 1674 (Tabla 5.1), con una magnitud estimada de $M_W 6.0 \pm 0.8$ (IGN-UPM, 2013). A pesar de la elevada incertidumbre en la estimación de la magnitud, el catálogo sintético evidencia numerosos eventos de tamaño similar (Figura 5.5b). Los intervalos de tiempo entre los eventos (Figura 5.6b) oscilan entre los 100 años (valor de la mediana) para magnitudes cercanas a $M_W 5.0$, y los 5000 años para magnitudes en torno a $M_W 6.0$. Para magnitudes mayores, la muestra de eventos sintéticos disminuye, incrementándose la variabilidad de tiempos inter-evento resultantes, con un máximo de 50.000 años. Desde una aproximación más conservadora, si agrupamos las magnitudes en intervalos muestrales más amplios ($M_W 6.0-6.5$, $M_W 6.5-7.0$, $M_W \geq 7.0$; cajas azules de la Figura 5.6), observamos que para terremotos $M_W > 6.5$, los tiempos inter-evento más probables varían entre los 4000 y los 9000 años en la AMF.

Magnitudes y tiempos inter-evento en la Falla de Carboneras

La Falla de Carboneras (CF) parece ser la fuente de un terremoto histórico que ocurrió en 1522, con una magnitud estimada de $M_W 6.5 \pm 0.3$ (terremoto de Alhama de Almería; Tabla 5.1). De acuerdo con Reicherter y Hübscher (2007), este terremoto histórico estaría asociado a la sección norte (CF-2), donde nuestro modelo sintético simula la mayor tasa anual (0.02 eventos/año) para magnitudes superiores a $M_W 5.0$ de todas las secciones modelizadas (Figura 5.5b). Los intervalos de tiempo entre eventos en este caso se estiman entre alrededor de 500 años y un máximo de 2000 años para magnitudes similares a las del terremoto de 1522, si consideramos los valores de la mediana en la estadística (Figura 5.6c). Los intervalos de tiempo disminuyen a valores de entre 30 y 300 años para el 50% de los terremotos de magnitud $5 \leq M_W < 5.5$ del catálogo sintético.

Magnitudes y tiempos inter-evento en la Falla de Carrascoy y la Falla de Bajo Segura

El sector norte de la ZCBO (Figura 5.1) ha experimentado actividad sísmica moderada durante periodos históricos e instrumentales (Giner et al., 2003). Varios de los terremotos más grandes con $I_{EMS} > VII$ (Tabla 5.1) han ocurrido en esta región (este de la Región de Murcia y sur de Alicante), como los terremotos de Orihuela de 1482 y 1673, y el terremoto de Torreveja del año 1829. Éste último es el evento con mayor intensidad registrada en el catálogo histórico regional (Martínez-Solares y Mezcuca, 2002) y se ha estimado que pudo tener en torno a una magnitud de $M_W 6.6 \pm 0.2$ (IGN-UPM, 2013). Las fuentes sismogénicas localizadas al noreste de nuestro modelo de la ZCBO son la Falla de Carrascoy (CAF) y la Falla del Bajo Segura (BSF) (Figuras 5.1 y 5.2). Ambas fallas generan eventos sintéticos con magnitudes máximas de $M_W 6.9-7.1$, ligeramente superiores a la magnitud estimada para el terremoto de Torreveja. La sismicidad simulada en la CAF y BSF sugiere tiempos entre eventos probables de entre 100 y 3000 años para magnitudes $M_W < 6$ (Figura 5.6f y 5.6g). Estos periodos intersísmicos de unos pocos cientos de años son del orden de lo observado en el registro histórico real de la zona (Tabla 5.2).

Variabilidad de tiempos entre grandes eventos e influencia de la escala temporal en el análisis de los ciclos sísmicos

La variabilidad de intervalos de tiempo entre eventos a lo largo de sucesivos ciclos sísmicos enfatiza uno de los principales problemas del catálogo histórico e instrumental: la influencia de la escala temporal. La Figura 5.8 muestra la sismicidad sintética obtenida en intervalos de tiempo de 600 años, similares a la ventana temporal de la sismicidad real disponible en la ZCBO, pero con una completitud máxima del catálogo de 100 ka para las magnitudes mayores de $M_W 4.5$. En este ejemplo, observamos que después de la ocurrencia del terremoto

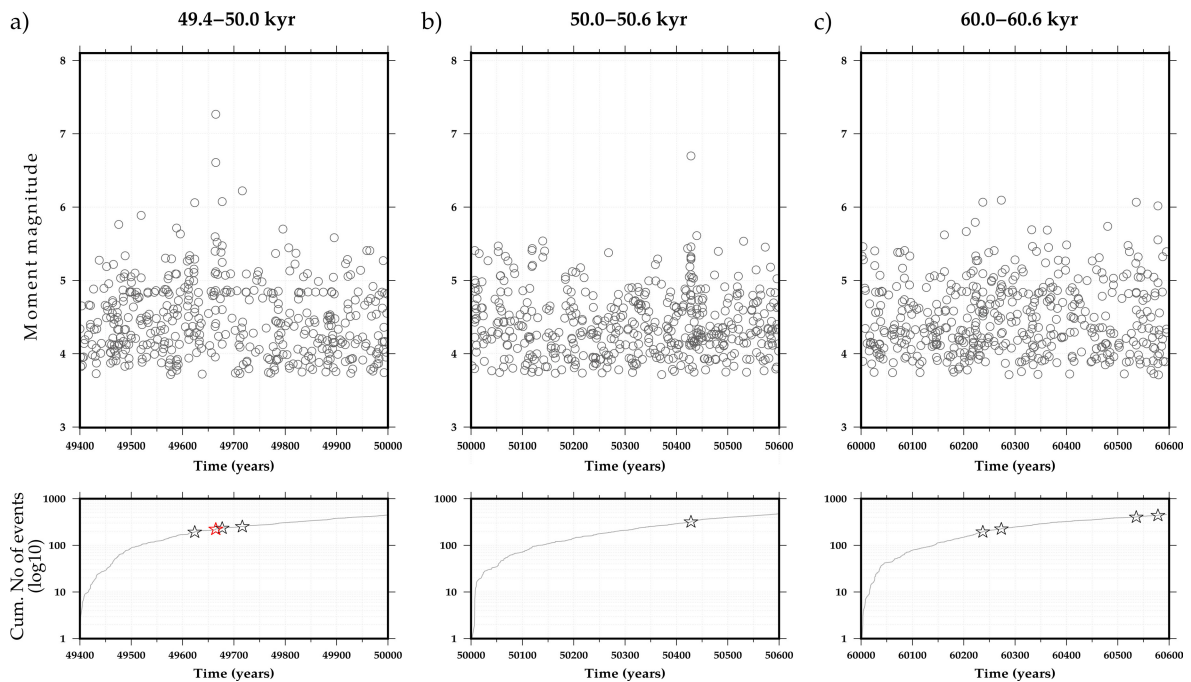


Figura 5.8: Sismicidad sintética obtenida, representada en intervalos de tiempo de 600 años: a) 49,400 - 50,000 años; b) 50,000 - 50,600 años; y c) 60,000 - 60,600 años. Debajo, los eventos acumulados ocurridos durante el intervalo de tiempo analizado. Los terremotos $M_W > 6$ se representan con estrellas (en rojo si la magnitud es de $M_W > 7$).

de mayor magnitud (Figura 5.8a), se genera un esperado incremento de eventos más pequeños, la mayoría de ellos de moderada magnitud ($M_W \geq 5.5$). De acuerdo con este ejemplo, se producirían hasta 4 eventos con magnitudes mayores de $M_W 6.0$ en apenas 100 años. Esta agrupación de grandes eventos, o “tormenta de terremotos” (Nur y Cline, 2000), ocurre cuando un gran evento en una sección de falla produce una carga de esfuerzos en secciones adyacentes que induce terremotos sucesivos que son “disparados” en los siguientes días, meses o años. Tras esta agrupación o *cluster* de terremotos, en el intervalo consecutivo de 600 años (Figura 5.8b), se revela un periodo de quiescencia sin grandes terremotos, una vez que el sistema ha liberado todo el esfuerzo acumulado después de la secuencia de eventos mayores. La sismicidad de fondo moderada que se observa durante estos largos periodos también se ha visto, por ejemplo, tras los terremotos intraplaca de New Madrid en USA en el siglo XIX, de magnitud $\sim M_W 8$. Desde entonces, no se han producido eventos de magnitud similar pero permanece una sismicidad de fondo de baja magnitud que se remonta hasta la actualidad (Page y Hough, 2014).

Adicionalmente, la Figura 5.8c muestra otra ventana temporal de 600 años alejado en el tiempo de los anteriormente expuestos, en el que ocurren dos pares de eventos cercanos a $M_W 6$. En este caso, no se produce ningún terremoto de mayor magnitud a lo largo del mismo intervalo de tiempo tomado para los ejemplos anteriores. Por tanto, es evidente que hay una fuerte influencia de la escala temporal cuando analizamos, incluso, un único ciclo

sísmico (Figuras 5.8a,b). De acuerdo con las simulaciones de larga duración llevadas a cabo, no podemos descartar la ocurrencia de terremotos (o secuencias de terremotos) de mayor magnitud a los que se han documentado en el catálogo histórico, especialmente en regiones con fallas sismogénicas lentas y largos periodos intersísmicos.

5.5.2 Modelización de terremotos de pequeña a moderada magnitud

En las Béticas Orientales se producen con mayor frecuencia terremotos de magnitud moderada a baja ($M_W < 6.0$); no obstante, algunos de estos eventos han sido bastante destructivos, por lo que merecen que les prestemos su debida atención. Las fallas de la ZCBO incluidas en nuestro modelo son las fuentes sísmicas más probables de algunos de esos terremotos moderados, por ejemplo: el terremoto de Lorca del año 2011 (M_W 5.1) y los terremotos de Jacarilla y Torremendo en 1919 (M_W 5.3), asociados a las zonas de falla de Alhama de Murcia (Martínez-Díaz et al., 2012) y Bajo Segura (Batlló et al., 2015), respectivamente. Algunos terremotos menores podrían tener también sus fuentes sísmicas asociadas a fallas no incluidas en el modelo de fallas de esta investigación (Rodríguez-Escudero et al., 2014; ver la subsección 5.5.6 sobre Limitaciones del modelo).

Con el propósito de comparar la sismicidad resultante del modelo sintético y la sismicidad histórica-instrumental, se ha llevado a cabo una aproximación a las tasas de ocurrencia anual para las magnitudes moderadas-pequeñas (Tabla 5.8). Para la sismicidad histórica regional, se han tomado solo los eventos a partir de los años de completitud calculados por IGN-UPM (2013) para cada intervalo de magnitud. A pesar de la gran variabilidad de tiempos entre eventos observada en la sismicidad sintética, observamos una buena correlación entre las tasas de ocurrencia anual para el conjunto del sistema de fallas (Tabla 5.8).

El catálogo sintético presenta una tasa de ocurrencia anual de 0.23 eventos/año para las magnitudes M_W 4.0-4.9. Para magnitudes $M_W \sim 5$ similares a los terremotos de Lorca (2011)

Tabla 5.8: Tasas estimadas de ocurrencia anual de terremotos sintéticos y de la sismicidad regional para magnitudes moderadas-pequeñas. Tomamos los eventos históricos a partir de los años de completitud calculados por IGN-UPM (2013) para ciertos intervalos de magnitudes.

Magnitud M_w	Año de completitud (IGN-UPM, 2013)	Tasa de ocurrencia anual (eventos/año)	
		Catálogo Histórico	Catálogo Sintético
4.5 - 4.9	1883	0.24 ± 0.15	0.23
5.0 - 5.4	1800	0.08 ± 0.03	0.07
5.5 - 5.9	1520	0.01 ± 0.01	0.01
6.0 - 6.4	1048	0.005 ± 0.004	0.002

y de Jacarilla-Torremendo (1919), el modelo sintético estima una tasa de ocurrencia de 0.07 eventos/año (Tabla 5.8), comparable a la tasa estimada en el catálogo histórico: 0.08 ± 0.03 eventos/año desde el 1800 A.D. En la Figura 5.5b se mostraba además la contribución de cada sección de falla (barras de color negro) a las tasas anuales totales citadas aquí, calculadas a partir de los terremotos $M_W \geq 5$ del catálogo sintético. Es importante evaluar las implicaciones en la amenaza sísmica de estos eventos moderados $M_W \sim 5$ debido a los severos daños personales y materiales causados en eventos recientes, y a la proximidad de las fallas involucradas a áreas urbanas con miles de habitantes, como pueden ser las ciudades de Murcia, Torrevieja (Alicante) y Almería (Figura 5.1).

5.5.3 Modelización de terremotos de gran magnitud

La información paleosísmica nos permite incrementar la ventana temporal de análisis de las evidencias de sismicidad de la ZCBO. Se han encontrado evidencias paleosísmicas de roturas superficiales en las principales fallas del sistema, siendo éstas datadas como posteriores al Pleistoceno Medio (Tabla 5.2). Cuando nos referimos a terremotos con rotura en superficie, asumiremos que se trata de eventos con intensidad $I_{EMS98} > VII$ y/o con magnitud $M_W > 6.0$, de acuerdo con numerosas observaciones de terremotos reales en todo el mundo que sugieren que esas magnitudes tienen mayor probabilidad de generar rotura en superficie (e.g., Biasi y Weldon, 2006; McCalpin, 2009).

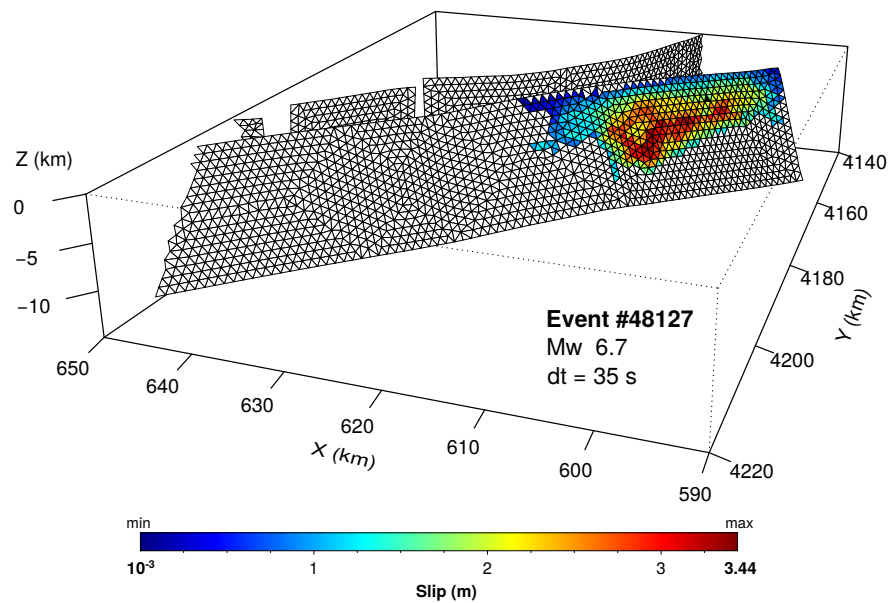


Figura 5.9: Ejemplo aleatorio de rotura sísmica generada en la simulación de 100 ka, correspondiente a un evento sintético en la AMF de magnitud $M_W 6.7$ y con duración dt de 35 s. Se muestra con escala de color la distribución del desplazamiento en metros de los elementos del modelo a lo largo del plano de falla modelizado.

En la Tabla 5.7 y la Figura 5.4, se analizan los IR medios para grandes terremotos obtenidos mediante investigaciones paleosísmicas realizadas en cada falla (Tabla 5.2); a excepción de en la PF, ya que el simulador de terremotos no genera ningún evento $M_W > 6$ en la sección PF-2 que se pueda comparar con las estimaciones realizadas en esa sección por Roquero et al. (2019). Los resultados sugieren una muy buena correlación con los intervalos de tiempo de recurrencia para los eventos simulados en la AMF y la BSF, mientras que la correlación es peor para la CAF y la LTF. Para esta última, los resultados concuerdan mejor con las máximas estimaciones de recurrencia que con los valores medios. Por el contrario, para la CF, los resultados de recurrencia procedentes de las simulaciones implican una importante divergencia, siendo mucho menores que los calculados a partir de las investigaciones paleosísmicas en trincheras. En la sección NE (CF-2), las evidencias paleosísmicas investigadas por Moreno (2011) en las trincheras de El Hacho para los últimos 41.5 kyr (Tabla 5.2) sugieren una tasa de ocurrencia de aproximadamente 7.2×10^{-5} eventos/año para grandes terremotos (ver detalles de los cálculos realizados en el Anexo B.1). Con respecto a la simulación de referencia (catálogo 28), la tasa media anual obtenida para los terremotos $M_W > 6$ es de 9.8×10^{-4} eventos/año en la sección norte de la Falla de Carboneras. Esto significa que la tasa obtenida a partir de los datos paleosísmicos estimados en El Hacho representaría alrededor del 7.4% con respecto al resultado simulado del catálogo sintético. Asumiendo las posibles limitaciones cuasi-dinámicas del modelo, un factor determinante de esta discrepancia podría ser el grado de acoplamiento de la falla. Nuestro modelo consideraría un 100% de acoplamiento, por lo que los datos obtenidos por medio de la paleosismología en la CF mostrarían mucho menos acoplamiento y podrían explicar un cierto comportamiento asísmico en la sección NE de esta falla (Faulkner et al., 2003). Otra alternativa sería que el número de paleo-terremotos observados en las trincheras de la CF representara un valor mínimo de eventos, por lo que los periodos de recurrencia resultantes podrían ser menores de lo estimado (Masana et al., 2018).

Estimación del desplazamiento cosísmico

El simulador de terremotos también nos permite obtener el desplazamiento de cada elemento del modelo durante un evento sísmico. Esto permite explorar la distribución del deslizamiento sobre la superficie de falla (a lo largo de su dirección y en profundidad) durante un evento simulado (Figura 5.9). En esta sección evaluamos las distancias medias deslizadas en metros asociadas con grandes eventos simulados. La Figura 5.10 muestra el desplazamiento medio sobre el plano de rotura para cada terremoto sintético $M_W \geq 6.0$, representado con un aspa. Vemos que en los eventos con magnitudes $6.0 < M_W < 7.0$, el desplazamiento medio alcanza valores entre 0.5 y 3.5 metros. Los desplazamientos obtenidos para la AMF y la CF (Figura 5.10a) tienen una distribución bimodal y alcanzan valores superiores a 2 metros en algunos pocos eventos de magnitud $M_W < 6.5$. Los desplazamientos que se presentan en la

Figura 5.10 son los valores medios de una amplitud del deslizamiento que varía a lo largo del plano de falla (Figura 5.9); por tanto, estos valores podrían ser menores en los elementos del modelo que se encuentran lejos del hipocentro y en profundidades someras, precisamente donde se miden las roturas superficiales mediante la paleosismología. Asimismo, se debe enfatizar que la comparación entre ambas es limitada debido a que, además de la aproximación a la elasto-dinámica que hace RSQSim y que puede condicionar la propagación y cese de la rotura (se profundizará sobre el funcionamiento de la rotura en la sección 5.5.4), la estimación de los desplazamientos cosísmicos obtenidos en las trincheras paleosísmicas (Tabla 5.2) también tiene grandes incertidumbres. Aún así, podemos ver que las observaciones de las roturas superficiales medidas en trincheras son en general consistentes con el orden de magnitud de los valores de desplazamiento promedio para eventos de magnitud $M_W < 7.0$ obtenidos mediante las simulaciones de terremotos sintéticos.

La presencia de eventos de magnitud $M_W > 7.0$ en nuestro catálogo de terremotos simulados contrasta con la ausencia de estas grandes magnitudes en el catálogo histórico filtrado y homogeneizado (Figura 5.7; IGN-UPM, 2013) y con la falta de evidencias de paleo-roturas superficiales con *offsets* de más de 3 metros entre los datos paleosismológicos disponibles

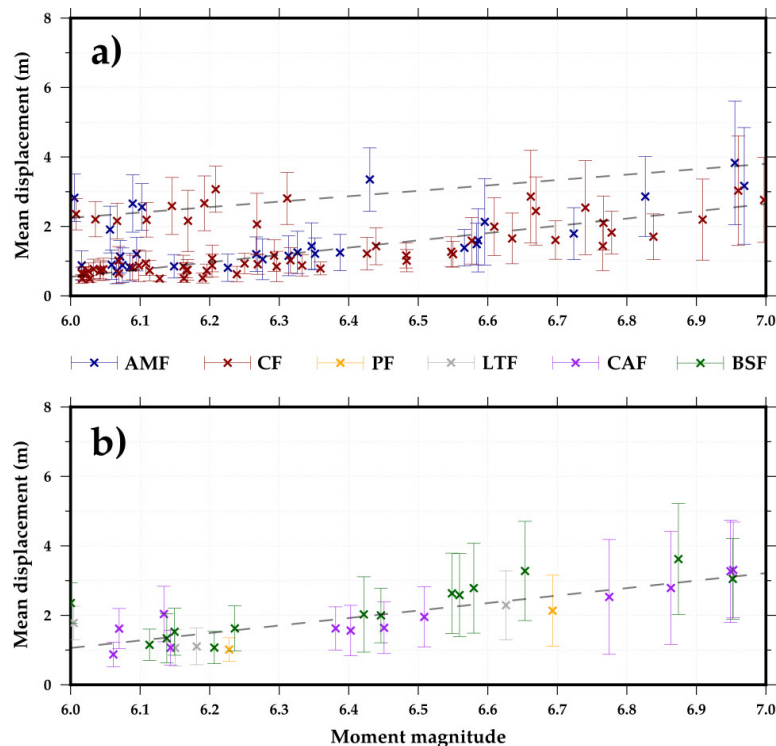


Figura 5.10: Desplazamiento promedio en metros sobre el plano de rotura de las fallas para cada terremoto sintético de $M_W \geq 6.0$, representado con un aspa. Las barras verticales representan una desviación estándar con respecto a la media. Las líneas de tendencia lineal se representan en línea discontinua. a) Eventos sintéticos nucleados en las fallas de Alhama de Murcia y de Carboneras. b) Los eventos sintéticos nucleados en las fallas de Palomares, Los Tollos, Carrascoy y Bajo Segura.

hasta ahora (Tabla 5.2). Este hecho podría deberse a la influencia de la ventana temporal de observación de los datos históricos y la variabilidad en la duración de los ciclos sísmicos (Figura 5.8). Este problema es especialmente importante en zonas de baja deformación, donde los catálogos sísmicos registran una mínima fracción de los ciclos sísmicos de las fallas. Esto se añade al escaso registro de paleo-eventos y a las limitaciones de la paleosismología en las regiones de deformación lenta. Cuando nos referimos a terremotos asociados con desplazamientos métricos, con intervalos de recurrencia de miles de años, la influencia de los procesos activos superficiales en el relieve es mucho mayor que la influencia de los procesos tectónicos. No puede descartarse, por tanto, que algunas evidencias observadas en los emplazamientos de estudios de paleosismología en la ZCBO hayan sido producidas por eventos $M_W > 7$. Conforme a esto, Moreno et al. (2016) estiman una magnitud de $M_W 7.2 \pm 0.3$ en CF-2 considerando la rotura completa de la sección de falla; y Martín-Banda (2020), por su parte, estima una magnitud máxima de $M_W 7.1 \pm 0.3$, considerando la rotura conjunta de la CAF y la LTF, por correlación de las edades de dos eventos observados en trincheras de ambas fallas.

5.5.4 Segmentación de las fallas y extensión de la rotura sísmica

Otro objetivo de nuestras simulaciones de ciclos sísmicos de larga duración a partir de las propiedades físicas de las fallas es evaluar la influencia de la segmentación de éstas en la propagación de la rotura. Hay que enfatizar que el código del simulador no está influenciado por la subdivisión de las mallas que representan las secciones de falla en el modelo, por lo que las roturas pueden propagarse de una a otra sección. Sin embargo, se ha observado que la (re-)nucleación, propagación y detención de la rotura son muy sensibles a las complejidades de la geometría de las fallas (Douilly et al., 2015; Wollherr et al., 2019). Por esta razón, lo que exploramos es la influencia de los cambios de la geometría (dirección y buzamiento), la cinemática (cabeceo) y las tasas de deslizamiento en la extensión de la rotura. Analizamos los siguientes escenarios de propagación:

1. Si la rotura de un evento sintético se propaga solo a través de la sección de falla donde se nuclea (rotura de una única sección).
2. Si la rotura se propaga por más de una sección de falla (rotura multi-sección).
3. Si una falla de la ZCBO puede romper completamente (todas las secciones y toda la superficie del plano de falla) en un solo evento.
4. Si las roturas pueden “saltar” entre fallas en un único evento (roturas multi-falla).

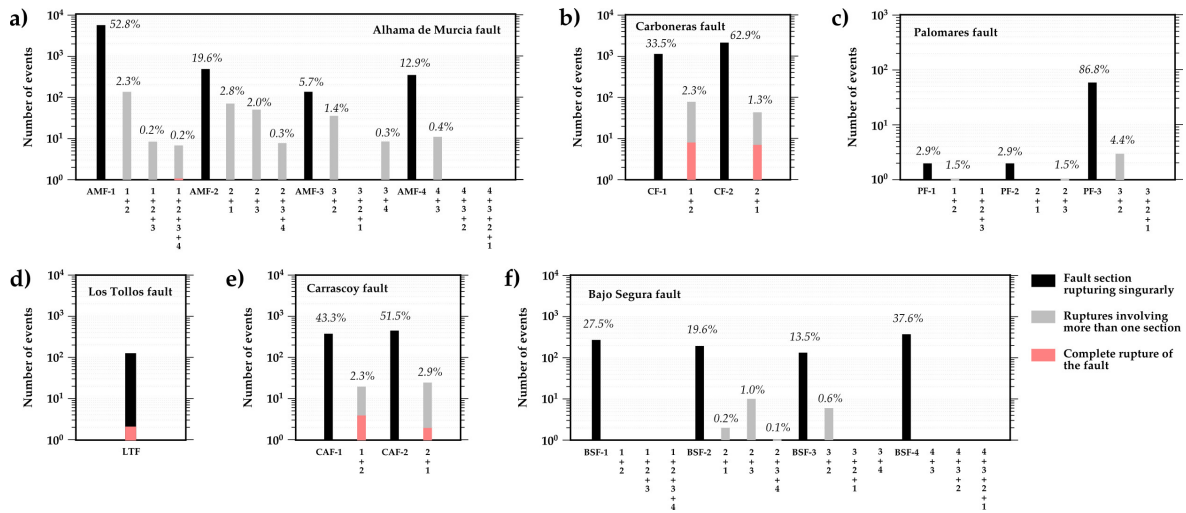


Figura 5.11: Número de eventos $M_W \geq 5.0$ asociados con roturas que involucran varias secciones de falla y el porcentaje relativo al número total de eventos generados por esa falla. En cada escenario de propagación de la rotura, la primera sección (i.e. el primer número) es donde se localiza el hipocentro del terremoto. a) Catálogo de la Falla de Alhama de Murcia (AMF); b) catálogo de la Falla de Carboneras (CF); c) catálogo de la Falla de Palomares (PF); d) catálogo de la Falla de Los Tollos (LTF); e) catálogo de la Falla de Carrascoy (CAF); y f) catálogo de la Falla de Bajo Segura (BSF).

5.5.4.1 Roturas multi-sección y roturas completas

Hemos agrupado los eventos simulados del catálogo de acuerdo con los diferentes encadenamientos de la rotura posibles entre secciones de la misma falla, incluyendo aquellas roturas que sólo involucran una única sección. La Figura 5.11 muestra el número de eventos asociados con roturas que involucran varias secciones de falla y sus porcentajes relativos al total de eventos de magnitud mayor de M_W 5.0 generados por esa falla. En cada escenario de propagación de la rotura, la primera sección es donde se localiza el hipocentro del terremoto. Las barras negras representan eventos cuya rotura afecta sólo a una sección. Se observa que más del 98 % de los eventos contenidos en el catálogo simulado involucran sólo la sección de falla donde el evento se ha generado. Sin embargo, todas las fuentes sísmicas son capaces de propagar la rotura mas allá de las secciones donde el terremoto se ha nucleado en algún momento durante el periodo de 100 ka. Como cabría esperar, la mayoría de los terremotos sintéticos que involucran más de una sección de falla ocurren en las secciones con las mayores estimaciones de tasas de deslizamiento (AMF-1,2 y CF-1,2), dado que han generado un mayor número de eventos susceptibles de propagarse entre secciones (Figura 5.11a y 5.11b).

En el caso de la AMF, la CF y la CAF, el catálogo sintético muestra algunas roturas multi-sección que involucran a todos los segmentos de la falla en un único evento (Figura 5.11a, 5.11b y 5.11e). Esto no implica necesariamente una rotura completa de toda la longitud de la falla: algunos de los eventos se extienden justo hasta la terminación de una sección y se propagan a la sección adyacente sin romper todo su área por completo. Un análisis

más detallado de las superficies de rotura de los eventos simulados revela que solo 22 de estos terremotos multi-sección son realmente resultado de una rotura de la longitud de falla al completo (barras rojas en la Figura 5.11): 1 evento en la AMF, 15 eventos en la CF, y 6 eventos en la CAF; con magnitudes que oscilan entre M_W 6.8 y M_W 7.6. El catálogo sintético también registra otras 2 roturas completas (todo su área) en la LTF (Figura 5.11d), formada por una única sección, con una magnitud M_W 6.6.

Según nuestro modelo, la propagación lateral de una rotura en la BSF es muy improbable (Figura 5.11f), mientras que la rotura de diferentes secciones, e incluso de diferentes fallas (Tabla 5.9), en el resto del sistema ocurre varias veces en el catálogo de 100 ka. La principal característica diferencial de la BSF es su cinemática. Hemos modelizado las fallas del Bajo Segura como fallas inversas (Taboada et al., 1993; Alfaro et al., 2012), mientras que el resto de las fallas son oblicuas y con desgarre dominante. Para comparar la influencia de ambos tipos de fallas finitas, se han modelizado roturas de falla simples (Figura 5.12) usando las ecuaciones de Okada (1992), mediante el software Coulomb 3.4 (Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). La rotura de falla inversa (Figura 5.12a) genera pequeños lóbulos de transferencia de esfuerzos en los extremos de la falla; mientras que la falla de desgarre (Figura 5.12b) genera lóbulos alargados de incremento de esfuerzos en la dirección de la falla. Si comparamos los incrementos de esfuerzos en ambos modelos (Figura 5.12c), está claro que la capacidad de las fallas inversas de propagarse lateralmente es mucho menor que la capacidad de las fallas direccionales.

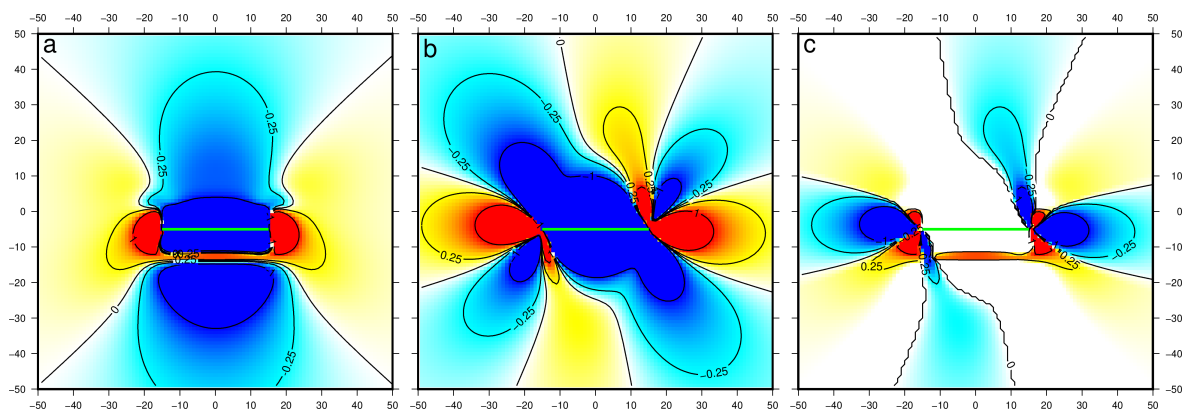


Figura 5.12: a) Cambios de esfuerzos de Coulomb calculados para una falla inversa con un buzamiento de 45° y un cabeceo de 90° transmitidos sobre fallas con la misma orientación. b) Cambios de esfuerzos de Coulomb calculados para una falla de desgarre con un buzamiento de 45° y un cabeceo de 0° transmitidos sobre fallas con la misma orientación. c) Comparación de ambos resultados mostrados como la diferencia entre ambos cambios de esfuerzos de Coulomb. Valores en MPa.

5.5.4.2 Roturas multi-falla

Adicionalmente, se ha evaluado el potencial de rotura multi-falla en la ZCBO. La Tabla 5.9 representa el número de terremotos simulados que se propagan a través de secciones que pertenecen a fallas diferentes a aquellas donde el evento se nuclea. Incluimos solo las combinaciones de fallas correspondientes a los terremotos que son nucleados en una falla y se propagan a otra falla del sistema; por ende, evaluando la compatibilidad de sus propiedades físicas para favorecer la transferencia del deslizamiento. Durante las simulaciones, algunos de los grandes eventos que involucran roturas de fallas completas también generan la dislocación de algunos elementos triangulares del modelo (parches aislados) pertenecientes a fallas cercanas. Sólo hemos considerado roturas multi-falla a aquellas que desplazan elementos contiguos constituyendo un área de más de 9 km^2 en el plano de falla al que la rotura se ha transferido.

Las simulaciones presentadas en esta investigación sugieren la posibilidad de grandes terremotos capaces de propagarse a través de varias fallas del sistema. Si ocurriese una transferencia de la rotura entre fallas en la ZCBO, la magnitud del terremoto tendría, al menos, una magnitud de M_W 6.7 (Tabla 5.9). Se observa que la CF sería capaz de generar una rotura que se extendería hasta la sección sur de la PF, pero sin romper ambas fallas por completo (Tabla 5.9). De acuerdo con las simulaciones llevadas a cabo, la CF generaría eventos de magnitud $M_W > 7.4$ sólo cuando ocurra una rotura conjunta con la sección sur de Palomares (PF-1), con una recurrencia de hasta 20.000 años (Tabla 5.9 y Figura 5.6c).

La AMF es capaz de transferir el deslizamiento a elementos del modelo pertenecientes a la LTF y la PF (Tabla 5.9). Debemos recordar que el simulador RSQSim solo genera deslizamiento en los elementos contenidos en las fuentes modelizadas y no se generan ondas sísmicas, por lo que aquí solo podemos deducir una re-nucleación por transferencia de esfuerzos estáticos en fallas paralelas, en lugar de por ramificación directa de la rotura entre

Tabla 5.9: Terremotos multi-falla simulados contenidos en el catálogo sintético. Las combinaciones de fallas de la 1ª columna representan los terremotos que se nuclean en una falla (en cursiva) y se propagan a otra falla del sistema. Otros escenarios de propagación de la rotura que no aparecen en la tabla también han sido evaluados, pero ninguno de ellos han sido generados por la simulación durante un periodo de 100 ka.

Fallas involucradas en una rotura multi-falla*	No. de eventos	Área de rotura fuera de la <i>falla nucleadora</i> (km^2)	Rango de magnitudes M_W	Intervalo de recurrencia
<i>CF</i> + PF-1	7	13 – 64	7.0 – 7.6	3,065 – 20,000 años
<i>AMF</i> + LTF	4	37 – 259	7.0 – 7.4	6,100 – 33,700 años
<i>AMF</i> + LTF + PF-3	2	45 – 103	7.4	12,050 – min. 43,800 año
<i>AMF</i> + PF-3	1	11	7.4	> 100 ka
<i>PF</i> + LTF	1	9	6.7	> 100 ka
<i>CAF</i> + LTF	2	17 – 26	6.9	58,700 años

*La rotura multi-falla no implica necesariamente una rotura completa de ambas fallas.

secciones conectadas (como es el caso de las fallas de Carboneras y de Palomares). Algunos de los grandes terremotos nucleados en las secciones al sur de la AMF transfieren el deslizamiento hacia el NE a lo largo de la falla (Figura 5.11a), y antes de alcanzar la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla (AMF-4), la rotura “salta” predominantemente a la LTF. Este comportamiento concuerda con el ínfimo número de eventos capaces de crear una rotura completa de la AMF (Figura 5.11a), a pesar de alcanzar magnitudes de hasta M_W 7.4 en el catálogo sintético resultante (Figura 5.6b). Es notable que la combinación entre la AMF y la LTF es más frecuente que entre LTF y sus fallas lateralmente contiguas, la PF y la CAF. Es posible que la LTF, siendo de tamaño más pequeño, sincronice con las otras fallas más fácilmente de lo esperado. Asimismo, la corta distancia (~ 6 km) entre dos grandes fallas paralelas, como son la AMF y la PF, en relación con la profundidad de bloqueo (Figura 5.2) pudiese influir en la capacidad de cargarse simultáneamente, siendo la primera mucho más activa que la segunda. Esto favorecería la transferencia del deslizamiento entre las secciones SO de la AMF con la LTF, frente a otras secciones de falla cercanas, como la sección norte de la Falla de Palomares (PF-3), cuya evidencia de actividad cuaternaria es incierta (ver la Clasificación de calidad y representatividad de los datos en la Tabla 5.4).

Desde un punto de vista plenamente dinámico, debemos considerar que el salto de la rotura entre la AMF y la LTF dependería de las condiciones previas de esfuerzos (Oglesby, 2008). Grandes cambios de esfuerzos producidos por la rotura de secciones adyacentes de la AMF, parcialmente influenciados por la variación de su orientación con respecto al campo de esfuerzos regional (Figura 5.1), podrían impulsar la detención y renucleación de la rotura por medio de un mecanismo de *triggering* dinámico (e.g., Wollherr et al., 2019) a mayores distancias (a la LTF, al menos), en lugar de propagarse entre secciones conectadas. Nótese también que las geometrías de las fallas pueden ser más complejas (ramas secundarias, *stepovers*, cambios de buzamiento en profundidad, entre otros) de lo que mostramos en el modelo de fallas construido, condicionando el mecanismo de transferencia de la rotura (Oglesby, 2008).

Estudios previos han evaluado el potencial de encadenamiento de la rotura entre las fallas de la ZCBO mediante diferentes aproximaciones: a través del cálculo de la variación de esfuerzos estáticos (Álvarez-Gómez et al., 2018), y mediante el análisis estadístico de potenciales escenarios de rotura a partir de las tasas de deslizamiento de las fallas (Gómez-Novell et al., 2020a). Gómez-Novell et al. (2020a) proponen probables roturas multi-falla entre las fallas de Carboneras y Palomares por un lado; y entre las fallas de Los Tollos, Carrascoy y el Bajo Segura por otro lado, gracias en parte a su compatibilidad cinemática. Nuestros resultados a partir de simulaciones basadas en la geometría y propiedades friccionales del sistema de fallas, están en concordancia con las frecuencias de la sismicidad obtenidas por Gómez-Novell et al. (2020a) desde otra aproximación, como se demuestra por la similitud entre las curvas de distribución de magnitud-frecuencia para diferentes secciones de falla (Figura 5.13), especialmente con las hipótesis preferentes de estos autores. Adicionalmente, el

modelo obtenido mediante nuestra simulación de terremotos sintéticos sugiere la posibilidad de una rotura transferida entre la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Los Tollos, cuando estas secciones se encuentren cercanas a su límite de rotura; y nos aporta un mayor entendimiento sobre el comportamiento complejo de la rotura en función de su geometría, permitiendo considerar roturas parciales de las longitudes de falla.

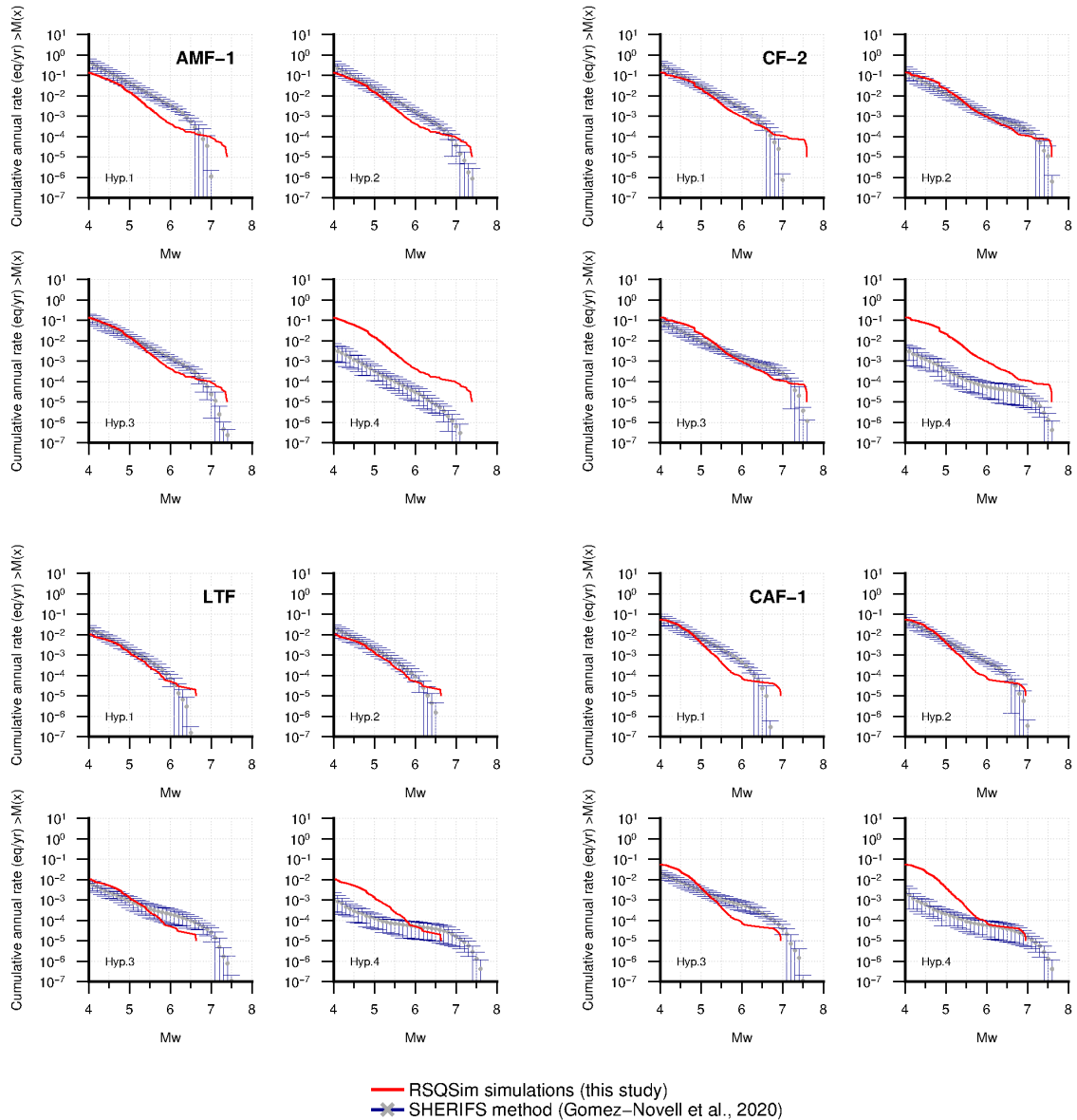


Figura 5.13: Distribuciones de frecuencia-magnitud modelizadas por Gómez-Novell et al. (2020a) (líneas azules) y a partir del catálogo sintético 28 de nuestro estudio (línea roja). Las gráficas muestran las curvas obtenidas a partir de 4 secciones de falla de la ZCBO y cada curva de hipótesis de rotura propuesta por Gómez-Novell et al. (2020a). Hyp. 1: la máxima longitud de rotura es la longitud del segmento; Hyp. 2: la máxima longitud de la rotura es la longitud de la falla; Hyp. 3: máximas roturas conectadas entre el subsistema CF-PF, el subsistema LTF-CAF-BSF y el subsistema AMF; y, Hyp. 4: máxima rotura conjunta entre el subsistema CF-PF-LTF-CAF-BSF y el subsistema AMF. Los escenarios preferentes de estos autores son las Hyp. 2 y 3.

5.5.5 Secuencias de terremotos de gran magnitud

La simulación de múltiples ciclos sísmicos realizada en esta investigación nos muestra a menudo un modelo clásico de relajación en el que la probabilidad de ocurrencia disminuye bruscamente después de un gran evento y se va recuperando a medida que los esfuerzos tectónicos se reacumulan, controlando los intervalos de recurrencia. Pero también, en ocasiones, a lo largo de varios ciclos sísmicos, la interacción con fallas adyacentes en un sistema complejo induce intervalos más cortos de tiempo entre eventos de gran magnitud, de ahí la variabilidad de tiempos inter-evento observada en los catálogos sintéticos (Figura 5.6). Esto lleva a preguntarse: ¿cómo de cortos pueden ser esos intervalos de tiempo que interfieren en la recurrencia de terremotos importantes?; y, ¿qué consideramos una agrupación o *cluster* de terremotos grandes, en términos de tiempo y espacio, en una zona de deformación lenta como las Béticas Orientales?

Las secuencias o *clusters* de terremotos de gran magnitud, como la secuencia de terremotos de Amatrice-Norcia (Italia) entre Agosto y Octubre de 2016 (Improta et al., 2019), o los terremotos de New Madrid (EE.UU.) de 1811-12 anteriormente mencionados, indican que la ocurrencia de un gran evento puede incrementar la probabilidad de ocurrencia a corto plazo de otro gran terremoto adicional en un área cercana con un significativo momento sísmico liberado (Kagan y Jackson, 1999). La gran mayoría de secuencias de grandes terremotos conocidas consistieron en un par de eventos ocurridos en una pequeña área, y ocasionalmente, *clusters* de tres o cuatro eventos (Dieterich, 1994; Kagan y Jackson, 1991). El análisis de la estadística y las características físicas de estas secuencias de terremotos en un sistema de fallas puede tener interés para estudios de peligrosidad sísmica dependientes del tiempo y podría abordarse mediante un catálogo simulado de sismicidad sintética.

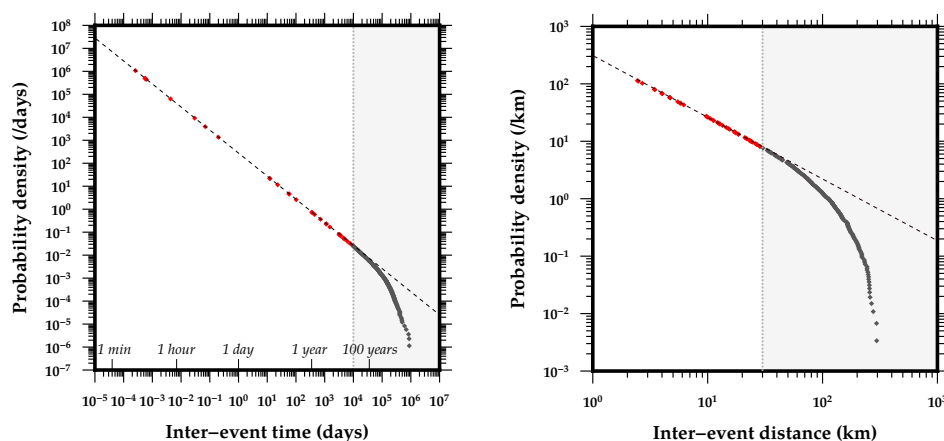


Figura 5.14: Distribuciones de densidad de probabilidad de los tiempos inter-evento (días) y de las distancias inter-evento (km) para los terremotos sintéticos de magnitud $M_W \geq 6.0$ del catálogo simulado con RSQSim. Los puntos rojos representan los eventos que se ajustan a una ley potencial, mientras que los puntos grises representan los eventos que se distribuyen en una tendencia exponencial. El cambio de tendencia se produce a los, aproximadamente, 10^4 días (~ 27 años) de tiempo inter-evento y a los 30 km de distancia inter-evento.

La Figura 5.14 muestra las distribuciones de densidad de probabilidad de los tiempos inter-evento (años) y de las distancias inter-evento (km) para los terremotos sintéticos de magnitud $M_W \geq 6.0$ del catálogo sísmico simulado con RSQSim en este trabajo. Se observa cómo algunos eventos se ajustan a la línea discontinua, adquiriendo una distribución potencial (nótese que la escala es logarítmica); mientras que el resto de eventos adquieren una tendencia exponencial. Desde un punto de vista estadístico-probabilístico, los primeros representarían datos dependientes entre sí, es decir, eventos agrupados con respecto a las variables de espacio y tiempo (Kagan y Jackson, 1991, 1999); y los segundos serían eventos aleatorios no relacionados entre sí. De acuerdo con esto, podríamos definir un *cluster* en las Béticas Orientales como dos o más eventos de magnitud $M_W \geq 6.0$ que ocurren dentro de un periodo de 27 años (10^4 días) y a una distancia máxima de 30 km (Figura 5.15). Con estos criterios, se identifican un total de 14 secuencias de eventos agrupados dependientes entre sí, con un tiempo promedio inter-cluster de aproximadamente 6500 años para todo el Sistema de fallas

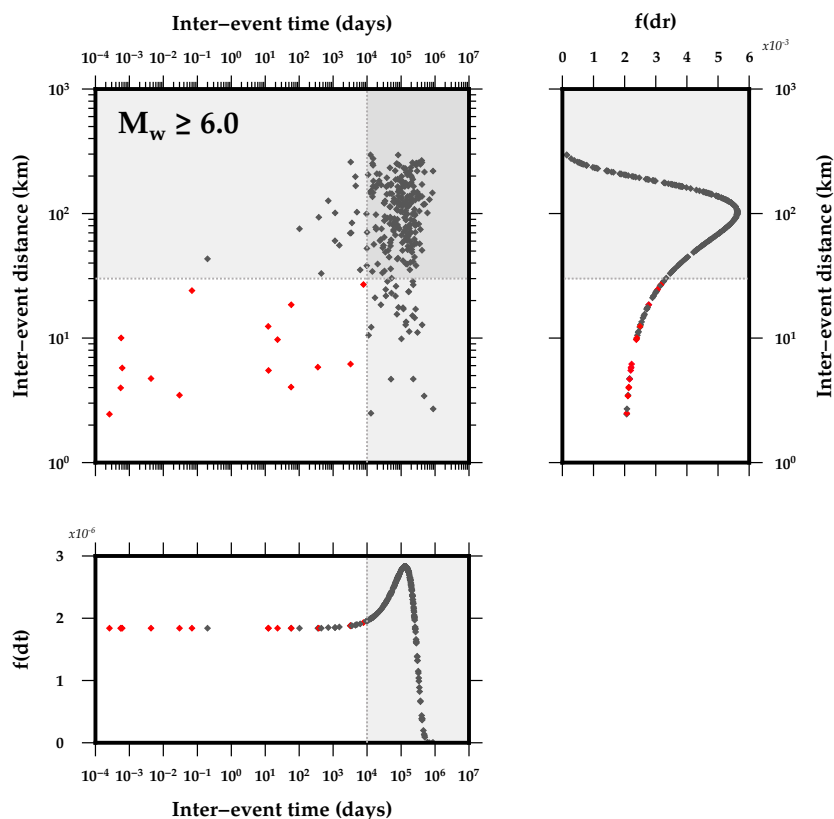


Figura 5.15: Distribución de los tiempos inter-evento (días) frente a las distancias inter-evento (km) para eventos $M_W \geq 6.0$. Las líneas punteadas representan los límites de tiempo (10^4 días) y distancia (30 km) que separan los comportamientos exponencial (sombreado) y potencial (sin sombreado) de la sismicidad definidos en la Figura 5.14. En el área donde se solapan ambos sombreados los eventos presentan una distribución (*poisson*) aleatoria no dependiente en el tiempo y en el espacio. Los cuadrados rojos representan los eventos dependientes en el espacio-tiempo que definimos como pertenecientes a secuencias o *clusters* de terremotos. Se muestran las distribuciones normales asociadas a ambas variables estudiadas.

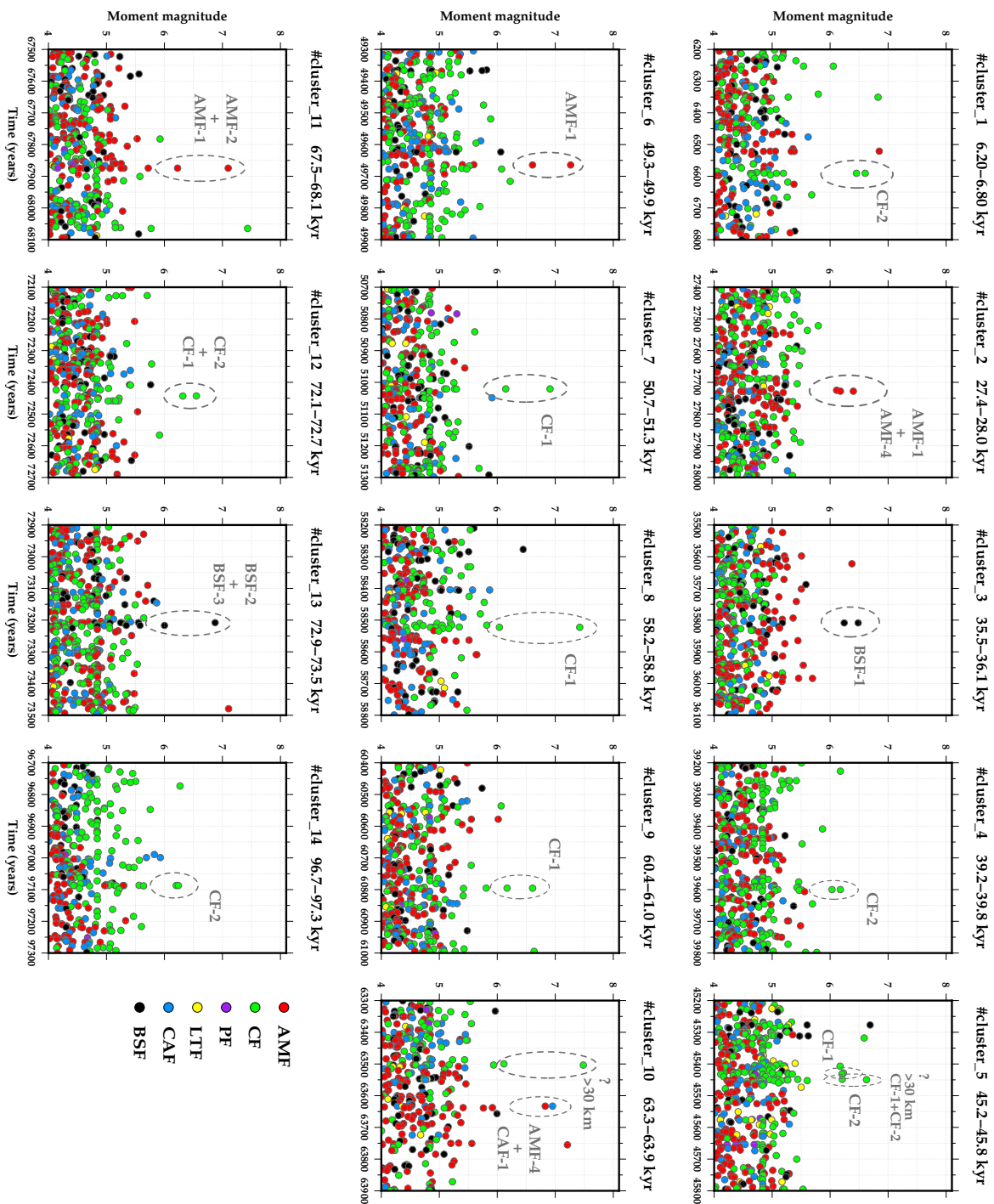


Figura 5.16: Secuencias de eventos agrupados seleccionados según los criterios establecidos en el análisis de distribuciones de tiempos y distancias inter-evento (Figuras 5.14 y 5.15) del catálogo sintético. Las secciones de fallas involucradas en el *cluster* de eventos se especifican en letras grises.

de las Béticas Orientales. Estas secuencias se iniciarían en las fallas de Carboneras, Alhama de Murcia y Bajo Segura, por ese orden (Figura 5.16); e inducirían un evento secundario en la misma sección o en una sección contigua de la misma falla. La única excepción es un evento nucleado en el extremo NE la Falla de Alhama que ‘dispara’ un terremoto de mayor magnitud en la sección más cercana de la Falla de Carrascoy (*cluster 10*; Figura 5.16).

Obviamente, se trata de una aproximación y es necesario un análisis más pormenorizado, ya que la definición de las secuencias en función de la estadística espacio-temporal varía de un sistema de fallas a otro. No obstante, las simulaciones de terremotos ponen de manifiesto la posibilidad física de que se produzcan secuencias sísmicas de grandes magnitudes en este sistema de fallas.

5.5.6 Ventajas y limitaciones de la simulación de terremotos en las Béticas Orientales

Modelizar los procesos físicos asociados a los terremotos basados en la nucleación dependiente del tiempo mediante el simulador RSQSim, nos ha permitido obtener un extenso catálogo sísmico sintético del Sistema de fallas de las Béticas Orientales. Como el registro instrumental e histórico de la región apenas cubre un periodo de tiempo de 600 años (desde el siglo XV hasta la actualidad), la sismicidad sintética nos permite evaluar una estadística de magnitudes y recurrencias más amplia y completa. Además, es una aproximación que permite explorar los datos disponibles sobre las fuentes sísmicas y que se emplean para construir el modelo 3D del sistema: la geometría de las fallas, las tasas de deformación, la cinemática y las propiedades friccionales, evaluando así su impacto en la sismicidad regional.

Una limitación de nuestro estudio es la no inclusión de fallas de pequeño tamaño y otras complejidades *off-fault* (ramas secundarias, *splays*, terminaciones complejas “*horse-tail*”, etc.). Para el código RSQSim, la sismicidad simulada está geográficamente asociada con las fallas 3D del sistema. Al modelizar solo las fallas más grandes, no estamos generando una sismicidad de fondo de baja magnitud en este estudio. Reconocemos, por tanto, cierta incertidumbre en los resultados presentados aquí derivados de las complejidades de la geometría de la zona de falla, especialmente para magnitudes pequeñas. Para los propósitos de esta investigación, se ha construido un modelo simple del sistema de fallas (Figura 5.2), pero es susceptible a futuras mejoras para próximos análisis, especialmente en lo referente a la mejora de las condiciones que repercuten en el proceso de transferencia de la rotura.

Otras limitaciones a tener en cuenta son las incertidumbres propias de los datos de entrada asignados a las fallas del modelo, que es un rasgo inherente a áreas con fallas de movimiento lento, como la ZCBO (Tabla 5.3). Mientras que algunas secciones del sistema de fallas han sido extensamente estudiadas en los últimos años (véase las secciones al sur de la Falla de Alhama

o la Falla de Carboneras), de otras como la sección de Hinojar de la Falla de Palomares (PF-3) se cuenta con un conocimiento escaso y su expresión morfológica suscita ciertas dudas (ver las Tablas 5.4 y 5.5 para datos en más detalle sobre la precisión de los parámetros). Se han lanzado múltiples simulaciones de prueba combinando variaciones de los parámetros (friccionales y de esfuerzos) de entrada. Éstos demuestran que, aunque hay diferencias entre los catálogos resultantes, generalmente no hay una influencia significativa en la estadística de la magnitud y la recurrencia. Las tasas de deslizamiento son las que determinan las mayores variaciones en los modelos: por ejemplo, si la tasa de deslizamiento en la PF fuera mayor de lo estimado hasta ahora, se esperaría una mayor sincronización con las fallas contiguas y, en consecuencia, una mayor frecuencia de eventos conectados. En este estudio, se han considerado valores medios de las estimaciones basadas en las publicaciones disponibles (Tabla 5.3 y Anexo B.2), pero futuras investigaciones en las fallas menos estudiadas del sistema (por ejemplo, la actualización en curso de los datos geodésicos en torno al Valle del Guadalentín) ayudaría a mejorar el modelo y la configuración de las condiciones previas de esfuerzos.

Por otra parte, como se ha explicado en el apartado 5.3.3.1 de la Metodología, RSQSim realiza una aproximación cuasi-dinámica a la nucleación y propagación de la rotura. Durante la rotura sísmica no se reproducen interacciones dinámicas (i.e., ondas sísmicas) ni otros efectos dinámicos asociados (por ejemplo, aceleraciones del terreno y deformaciones *off-fault*). En este trabajo abordamos las limitaciones cuasi-estáticas de RSQSim mediante la aplicación de algunas modificaciones del código propuestas por Richards-Dinger y Dieterich (2012) que tratan de emular la evolución espacio-temporal de la rotura controlada por las interacciones dinámicas (ver sección 5.3.3.1). En un contexto enteramente dinámico, el patrón de esfuerzos iniciales, la ley friccional y la reología del medio juegan un rol principal en el control de las características de la rotura (e.g., Douilly et al., 2015; Oglesby, 2008; Wollherr et al., 2019). En relación a esto último, las propiedades de la corteza no están plenamente representadas como un semi-espacio elástico, en particular en la corteza continental. La relajación viscoelástica (corteza inferior-manto) podría influir en la evolución temporal de la sismicidad, es decir, en que el agrupamiento o *clustering* espacio-temporal de los terremotos se produzca de manera diferente a como está representado en nuestro modelo. Los resultados podrían estar sobresimplificados debido a la potencial rotura compleja con segmentos de falla que se encuentren a mayor distancia que los representados en el presente modelo, y que no serían tenidos en cuenta mediante un enfoque estático o cuasi-dinámico. Sin embargo, los resultados que se obtienen mediante RSQSim apuntan a un conocimiento que va más allá de lo observado en el registro histórico, y ayudan a entender mejor el incompleto registro paleosísmico. Por tanto, a pesar de las limitaciones, el método puede contribuir en gran medida a comprender mejor la amenaza sísmica en la región.

Numerosos estudios probabilistas destinados a la evaluación de la peligrosidad sísmica están basados en frecuencias empíricas observadas a partir de los datos de sismicidad, que

como se ha comentado a lo largo de este Capítulo, a menudo son incompletos e insuficientes (e.g., McGuire, 2008; Mulargia et al., 2017). La disparidad entre los comportamientos de la sismicidad a lo largo de 100.000 años (Figura 5.8) y la variabilidad del tiempo transcurrido entre eventos o agrupaciones de eventos, nos hace cuestionarnos los métodos de completitud. Los catálogos sintéticos de larga duración basados en simulaciones de procesos físicos, en combinación con los métodos probabilísticos que incorporan incertidumbres a los modelos, permitirían mejorar las evaluaciones de la peligrosidad sísmica en la región de las Béticas, con una mejor estimación de los escenarios más desfavorables y los intervalos de recurrencia.

5.6 Conclusiones

La aplicación de simulaciones de terremotos basados en las propiedades físicas de las fallas en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales, el principal sistema de fallas activas en la Cordillera Bética Oriental (SE de la Península Ibérica), ha permitido producir catálogos sísmicos sintéticos de 100 ka de duración. El código cuasi-dinámico de simulación de terremotos RSQ-Sim, utilizado en esta investigación, reproduce los procesos que controlan la nucleación y propagación de la rotura sísmica a partir de la geometría 3D de las fallas, la cinemática, las tasas de deslizamiento a largo plazo y las propiedades de fricción dinámica dependientes de la tasa y estado. La sismicidad sintética de larga duración obtenida supera las limitaciones del catálogo de terremotos históricos, que es escaso e impreciso comparado con los largos periodos intersísmicos que caracterizan las fallas de movimiento lento de la región.

El catálogo simulado con mejor ajuste obtenido en este estudio se correlaciona bien estadísticamente con relaciones empíricas y con los intervalos de tiempo de recurrencia promedio estimados a partir de datos paleosísmicos. El catálogo sintético muestra que las fuentes sísmogénicas con mayor número de eventos nucleados son la Falla de Alhama de Murcia (AMF) y la Falla de Carboneras (CF). Este hecho se debe a las tasas de deslizamiento superiores a 1 mm/año, estimadas en algunas de sus secciones y, posiblemente, a una cinemática de desgarre predominante que parece favorecer la propagación de la rotura.

Según el modelo sintético, solo alrededor del 10% de los eventos simulados tiene una magnitud mayor de M_W 5.0, pero todas las fallas del sistema son capaces de generar terremotos de magnitud $M_W \geq 6.0$ durante un período de 100.000 años. Los catálogos sintéticos muestran varios eventos de magnitud $M_W \geq 7.0$ en la AMF (magnitud máxima M_W 7.4) y la CF (magnitud máxima M_W 7.6), con tiempos entre eventos de entre 5000 y 40000 años; y un evento de magnitud M_W 7.1 en la Falla del Bajo-Segura (BSF). La Falla de Carrascos (CAF), ubicada al NE del sistema de fallas, como la BSF y con una distribución de magnitudes muy similar, registra un terremoto sintético máximo de M_W 6.9. El simulador basado en la física reproduce menos sismicidad en la Falla de Palomares (PF) y en la Falla de Los Tollos

(LTF), con magnitudes máximas simuladas de M_W 6.7 y M_W 6.6, respectivamente. Aunque los grandes terremotos de magnitud $M_W \geq 6$ en la ZCBO tendrían tiempos inter-evento de unos pocos miles (si analizamos las fallas con mayor potencial sismogénico: la AMF y la CF) a decenas de miles de años, eventos de magnitudes $5.0 < M_W < 6.0$, que han resultado bastante destructivos recientemente en esta región, podrían ocurrir en intervalos de tiempo que van desde los 2000 años, hasta sólo unas décadas en el caso de la AMF y la CF.

Las simulaciones de múltiples ciclos sísmicos realizadas en este estudio sugieren la posibilidad de grandes terremotos capaces de propagarse a través de varias secciones y fallas del sistema. Todas las fuentes sísmicas de la ZCBO serían teóricamente capaces de propagar la rotura más allá de la sección donde se nuclea el terremoto. Sin embargo, proponemos que sólo la AMF, la CF, la CAF y la LTF son capaces de generar una rotura completa de la falla. El modelo de sismicidad sintética sugiere que la generación más probable de grandes terremotos de magnitud $M_W > 6.7$ en la ZCBO sería como consecuencia de un "salto" de la rotura entre fallas cercanas del sistema. El catálogo simulado muestra roturas conjuntas (que no implican necesariamente la rotura completa de ambas fallas) entre la CF y la sección sur de la PF con un tiempo de recurrencia de menos de 20000 años; y con menos frecuencia entre la AMF con la LTF y la sección norte de la PF por transferencia de esfuerzos. A pesar de su menor actividad, la LTF parece tener un papel de enlace entre las otras fallas de la ZCBO, ya que observamos que está involucrada en la mayoría de las roturas multi-falla.

La gran variabilidad de los tiempos entre eventos observados a lo largo de sucesivos ciclos sísmicos, y la fuerte influencia de la ventana temporal de análisis apoyan que las áreas lentas que parecen estar "silenciadas" durante tiempos históricos, pueden encontrarse en un período de quiescencia pero no ser inactivas. Estas observaciones, junto con la posibilidad de roturas complejas que se transfieren a otras fallas cercanas, sugieren no descartar la ocurrencia de terremotos mayores que las magnitudes bajas a moderadas registradas en el escaso catálogo histórico-instrumental de terremotos, especialmente al evaluar la peligrosidad sísmica regional en el sureste de España.

Capítulo 6

Análisis determinista de la peligrosidad sísmica en las Béticas Orientales a partir de sismicidad sintética a largo plazo.

6.1 Introducción

El terremoto de magnitud M_W 5.1 ocurrido en la ciudad de Lorca (SE de España) en el año 2011, que causó cuantiosos daños materiales y la pérdida de vidas humanas a pesar de su moderada magnitud, puso de manifiesto la urgencia en reforzar la evaluación de la peligrosidad sísmica en las Béticas Orientales. Asimismo, se vio la necesidad de ampliar el conocimiento de las fallas de la región como posibles fuentes sísmicas de terremotos moderados pero potencialmente destructivos. Además de que el catálogo sísmico histórico de la región contiene eventos con intensidades de hasta I_{EMS} VII en los últimos 600 años, los estudios paleosismológicos realizados en las fallas del sistema desvelan que durante el Holoceno pudieron producirse terremotos de magnitudes incluso mayores de M_W 6.5. En función de la profundidad del hipocentro y la posibilidad de ocurrencia de fenómenos como la amplificación de las ondas sísmicas o el efecto de pulso de directividad, eventos de esta magnitud se podrían manifestar con intensidades incluso mayores que las descritas en el breve registro histórico. Por tanto, cabría preguntarse: ¿cuál es la frecuencia con la que se producirían grandes terremotos sin precedentes históricos en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales? Y en lo que respecta a la amenaza sísmica en la región, ¿deberían reconsiderarse los terremotos máximos de control considerados en la evaluación de la amenaza sísmica?

Debido a la lenta tasa de deformación del margen sureste de Iberia, los periodos intersísmicos entre grandes terremotos “máximos” son tan largos que, no sólo no aparecen en

el catálogo histórico e instrumental, sino que cabe esperar que los intensos procesos externos que modifican el paisaje hayan camuflado y/o alterado buena parte de las roturas superficiales que se pueden detectar mediante la paleosismología. Ante esta tesitura, en los últimos años la modelización numérica (modelos estáticos y dinámicos) ha surgido como una metodología más en el estudio de la sismotectónica, permitiendo emular procesos físicos y condiciones de contorno cada vez más complejos. En nuestro caso, el objetivo de la modelización es reproducir la sismicidad de una zona de fallas lentas como las Béticas Orientales durante un periodo de tiempo suficientemente largo como para estimar la frecuencia de terremotos singulares y evaluar sus implicaciones en la peligrosidad.

La propuesta de este trabajo de investigación es utilizar simuladores de terremotos, que son códigos de programación que generan catálogos sísmicos sintéticos emulando, entre otras, las propiedades geométricas, cinemáticas y friccionales de un conjunto de fallas. En esta Tesis se ha seleccionado el simulador cuasi-dinámico RSQSim (Richards-Dinger y Dieterich, 2012; ver Capítulo 5), cuya principal peculiaridad es que basa su ley friccional en las ecuaciones de “tasa y estado” (*rate- and state-dependent friction*) de Dieterich (1978). RSQSim reproduce el proceso físico que controla la nucleación y propagación de un terremoto y lo combina con las características conocidas de las fallas, siendo por tanto un método basado “en la física” de las fallas y no en la estadística de la sismicidad observada en una región durante el periodo instrumental y/o histórico. No obstante, esto último es imprescindible tenerlo presente como referencia para calibrar nuestro modelo de fallas (ver apartado 5.4).

Este Capítulo de la Tesis Doctoral se centra en los grandes eventos simulados para el Sistema de fallas de las Béticas Orientales, evaluando la distribución de la rotura, sus magnitudes y sus frecuencias en cada fuente sismogénica del modelo. Se han elaborado escenarios deterministas de intensidad del movimiento del suelo, representado mediante las aceleraciones pico (*peak ground acceleration*; PGA) que podrían alcanzarse como consecuencia de los grandes terremotos contenidos en los catálogos sintéticos. La diversidad geológica en la región y, especialmente, la presencia de importantes espesores de formaciones recientes y suelos geotécnicamente blandos próximos a las fuentes sísmicas, ha impulsado la incorporación del posible efecto local por amplificación en cada uno de los escenarios propuestos. La implicación de las aceleraciones alcanzadas en la peligrosidad cobra especial importancia en las áreas más densamente pobladas del entorno del Sistema de fallas de las Béticas Orientales, como las ciudades de Murcia, Cartagena y el corredor del Guadalentín en la Región de Murcia; Torrevieja y Elche en la provincia de Alicante; o la ciudad de Almería y campo de Níjar en la provincia de Almería.

6.2 Metodología

Existen dos aproximaciones típicas para caracterizar el nivel de movimiento fuerte del terreno durante un evento sísmico en una región o emplazamiento: los métodos deterministas y los métodos probabilistas. Los métodos de cálculo deterministas de la peligrosidad definen el movimiento esperado en un emplazamiento a causa de un terremoto de magnitud específica que normalmente caracteriza el escenario sísmico más desfavorable. Por su parte, los métodos de cálculo probabilistas determinan la probabilidad de excedencia del nivel de movimiento durante un periodo de tiempo, lo que se considera representativo de la peligrosidad. Una de las funciones más comunes de los estudios de peligrosidad sísmica es proporcionar una estimación de la carga sísmica esperable para una estructura situada en un determinado emplazamiento. La estructura sismorresistente debe ser capaz de soportar los valores máximos o más probables de los parámetros de movimiento asociados a la sacudida producida por un terremoto. Por consiguiente, el cálculo de estos escenarios y la caracterización de los factores que lo controlan (magnitud, dimensiones de la rotura, distancia al emplazamiento, etc.) es fundamental.

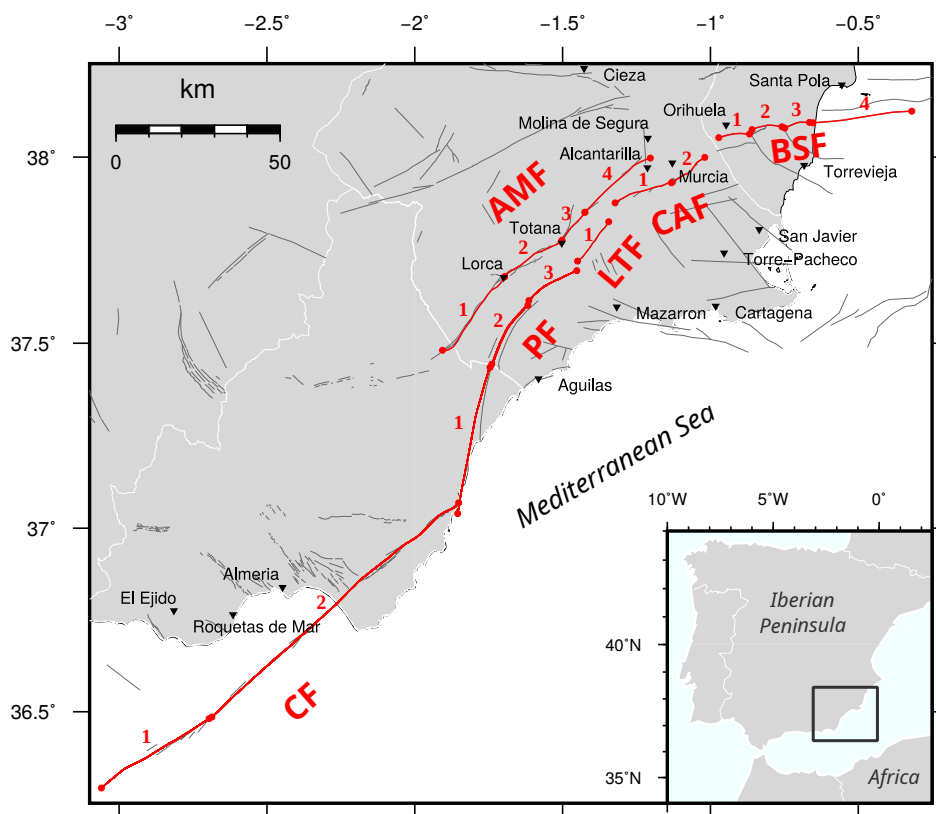


Figura 6.1: Mapa de situación de las principales fallas de las Béticas Orientales, al SE de la Península Ibérica, que forman parte del modelo 3D elaborado. Los números sobre las trazas se corresponden con las secciones de falla consideradas en este trabajo (ver la numeración asignada en la Tabla 5.3 del Capítulo 5). Las fallas representadas son la Falla de Carboneras (CF), la Falla de Palomares (PF), la Falla de Alhama de Murcia (AMF), la Falla de Los Tollos (LTF), la Falla de Carrascos (CAF), y la Falla de Bajo Segura (BSF).

Nuestra investigación en el sistema de fallas de las Béticas Orientales (Figura 6.1) no tiene la finalidad de caracterizar el movimiento fuerte del suelo con fines de diseño, sino evaluar las implicaciones de la sismicidad sintética obtenida en la respuesta sísmica de la región de estudio. Por ello, se ha empleado una aproximación determinista para evaluar los terremotos más desfavorables (magnitud máxima) observados en el modelo de sismicidad sintética para cada falla del sistema durante un periodo de 100.000 años. La magnitud del terremoto máximo que puede generar una fuente sísmica es un parámetro crítico en los estudios de peligrosidad, al ser necesaria su determinación en el modelo de sismicidad (Rivas-Medina et al., 2018). No obstante, aprovechando la principal ventaja que nos proporcionan las simulaciones de ciclos sísmicos de larga duración, evaluaremos también escenarios con magnitudes probables considerando tiempos de exposición menores de 100 ka.

La metodología que emplearemos para obtener mapas de movimiento del terreno, cuyo parámetro en nuestro caso será la aceleración pico (PGA (g)), se realiza en dos pasos: primero, el cálculo del valor de PGA en roca mediante un modelo de atenuación aplicado a la sismicidad sintética de 100 ka; y segundo, la combinación con el posible efecto de la amplificación sísmica caracterizado mediante la clasificación geotécnica de la geología regional superficial. A continuación, se compararán las estimaciones de PGA obtenidas (incluyendo el posible ‘efecto suelo’) con estudios de peligrosidad realizados en las Béticas Orientales en los últimos años (Benito et al., 2012; Gómez-Novell et al., 2020b), prestando especial atención a los terremotos más desfavorables considerados en dichos trabajos, examinando la implicación de los modelos de atenuación y la geometría de las roturas; y discutiendo la posible contribución de nuestros modelos en futuras evaluaciones de la peligrosidad sísmica a lo largo de esta extensa región.

6.2.1 Modelo de sismicidad sintética

Como se expone en el Capítulo 5, en esta investigación se ha modelizado la superficie tridimensional de las 6 fallas del sistema de las Béticas Orientales con mayor expresión morfológica y longitud de su traza en superficie (Figuras 6.1 y 5.2): la Falla de Carboneras (CF), la Falla de Alhama de Murcia (AMF), la Falla de Palomares (PF), la Falla de Los Tollos (LTF), la Falla de Carrascoy (CAF) y la Falla del Bajo Segura (BSF). Las fallas que se manifiestan en varias ramas o segmentos paralelos en alguno de sus tramos se han representado como una traza única en el modelo, si bien se consideran representativos de la geometría de las fallas dadas las dimensiones de éstas y la escala del modelo de este trabajo. Se asume que las grandes magnitudes que se examinarán en este capítulo se atribuirían a algunas de estas fallas principales del sistema. No obstante, asumimos que la simplificación de las complejidades de la geometría de las grandes fallas, así como la ausencia de fuentes sísmicas de menor entidad en el modelo, tienen incidencia en la generación de una sismicidad de fondo de pequeña mag-

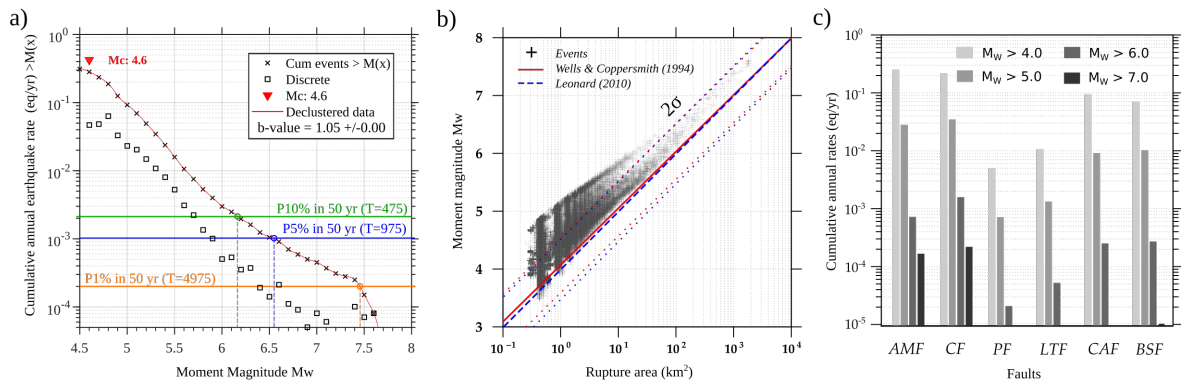


Figura 6.2: Estadística de la sismicidad sintética empleada para elaborar los escenarios deterministas de intensidad de movimiento del suelo. a) Distribución de magnitudes frente a la tasa anual acumulada de eventos del catálogo sintético, para magnitudes $M_W \geq 4.5$. El ajuste óptimo de la curva y la estimación del parámetro b de la sismicidad se ha realizado mediante el uso del software ZMAP (Wiemer, 2001). b) Relación magnitudes-áreas de rotura de los eventos simulados. Los resultados se comparan con las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) y Leonard (2010). c) Rangos de magnitudes y tasas anuales obtenidas en cada falla del sistema.

nitud. En el apartado 5.5.6 de Limitaciones del Capítulo 5 se profundiza en las limitaciones metodológicas del modelo de fallas 3D y las propuestas futuras derivadas de ellas.

Las mallas 3D que conforman el modelo contienen un total de 11764 elementos triangulares de 1 km^2 de resolución. Cada uno de esos elementos contiene los datos de entrada necesarios para ejecutar la simulación de terremotos con el código RSQSim, entre los que destacamos la tasa de deslizamiento a largo plazo y el cabeceo de cada sección de falla. Esta información se ha introducido en el modelo tras una revisión bibliográfica en la que se han recopilado estimaciones de los parámetros de actividad de las fallas y cuyas referencias se muestran en la Tabla 5.3. Los trabajos consultados emplean múltiples metodologías para la estimación de tasas, y las edades de cálculo son diversas (ver las Tablas del Anexo B.2), por lo que se ha seleccionado un rango de valores y las simulaciones se han llevado a cabo tomando los valores medios de esos intervalos (Tabla 5.3).

Además de las tasas de deformación y el cabeceo de cada sección de falla, el modelo incluye otros parámetros de entrada globales: coeficientes friccionales de tasa y estado a y b (“*Rate-and-state coefficients*”), esfuerzos iniciales normales σ y tangenciales τ , módulos elásticos, etc. En el apartado 5.3.3.1 del Capítulo 5 se expone en detalle la formulación en la que se basa el código de simulación (Dieterich, 1995; Dieterich y Richards-Dinger, 2010) y los parámetros que la componen. Estos parámetros se han seleccionado mediante un proceso de calibración de múltiples catálogos simulados (Figura 5.3). Tras el proceso de testeo, se ha seleccionado el catálogo sintético cuyos resultados son más satisfactorios con respecto a las relaciones Frecuencia-Magnitud y Magnitud-Área de rotura y que, además, presentan unos intervalos de recurrencia próximos a los observados en emplazamientos paleosísmicos

de las Béticas Orientales (Figura 5.4). Los parámetros de entrada óptimos son, por tanto: parámetros de fricción dinámica $a=0.001$ y $b=0.010$, coeficiente de fricción estática $\mu_0=0.6$, un esfuerzo tangencial inicial de 60 MPa y un esfuerzo normal inicial variable de 20 MPa por km de profundidad.

El catálogo resultante de las simulaciones de terremotos con RSQSim (Figura 6.2) tiene una duración de 100.000 años, y un total de 77245 eventos, con magnitudes que oscilan entre M_W 3.4 y M_W 7.6, aunque para este análisis tomaremos sólo los terremotos por encima de la magnitud $M_W \geq 4.5$ (la magnitud de completitud del catálogo sintético es M_C 4.6; Figura 6.2a). A continuación, se ha sometido al catálogo a un proceso de *declustering*, o eliminación de agrupaciones de terremotos (precursores y réplicas), con el objetivo de obtener un catálogo cuyos eventos sean temporal y espacialmente independientes entre sí.

6.2.1.1 Definición de escenarios sísmicos

Los terremotos sintéticos con magnitud $M_W > 5.0$ solo representan una décima parte de la sismicidad simulada con RSQSim (Figura 6.2c) y el análisis estadístico realizado arroja que todas las fuentes sísmicas modelizadas pueden nuclear terremotos grandes de magnitud $M_W > 6.0$ en un periodo de tiempo de 100.000 años (ver apartado 5.4 y Figura 5.5). Además, las simulaciones de múltiples ciclos sísmicos para esta región de estudio muestran posibles roturas cosísmicas completas de toda la extensión de los planos de falla modelizados en 4 de las fuentes del sistema: en AMF, CF, CAF y LTF. El modelo sintético también sugiere la posibilidad de grandes roturas ($M_W \geq 6.7$) capaces de propagarse y re-nuclearse en fallas adyacentes a donde el terremoto se ha nucleado inicialmente (ver el apartado 5.5.4 del Capítulo 5 para más detalles).

A partir del modelo de sismicidad sintética obtenido, proponemos una serie de escenarios sísmicos con el objetivo de caracterizar el movimiento fuerte del suelo esperado (en términos de aceleración pico, PGA (g)) como consecuencia de un terremoto originado en las fuentes sísmicas de las Béticas Orientales. En primer lugar, hemos realizado una aproximación determinista, a través de la selección del escenario sísmico más desfavorable de cada una de las fuentes del modelo de fallas. Por consiguiente, se han analizado las características de los eventos que registran la magnitud máxima en el catálogo sintético de 100 ka para cada falla (Tabla 6.1), cuyos parámetros definen las variables del modelo de atenuación que se empleará para calcular la aceleración pico PGA en roca. Las dimensiones de la rotura del plano de falla (coordenadas proyectadas, X e Y), desde el que se calculan las distancias a la fuente sísmica, se corresponden directamente con las superficies de rotura simuladas por RSQSim en cada uno de esos eventos máximos (Figura 6.3). En el caso de que la magnitud máxima (considerando una cifra decimal significativa) se alcance más de una vez en el periodo de 100 ka simulado, se ha seleccionado el evento con mayor momento sísmico liberado M_0 . Se ha

Tabla 6.1: Terremotos máximos en cada falla resultantes de la simulación, siendo las magnitudes que definen los escenarios de movimiento fuerte más desfavorables. El área de rotura procede directamente de la simulación y el resto de parámetros de la fuente se corresponden con los de la Tabla 5.3 de parámetros de entrada de las simulaciones, siendo utilizados también en los modelos de atenuación del movimiento del suelo.

M_{\max}	Eventos			Parámetros de entrada de la fuente sísmica			
	Falla fuente	Sección epicentral	Área de rotura (km ²)	Cinemática principal	Buzam. (°)	Cabeceo (°)	Tasa de deslizamiento (mm/a) de la sección
7.6	Falla de Carboneras	CF-1	1794.24	Strike-slip	85-90	10	1.10 - 1.30
7.4	Falla de Alhama de Murcia	AMF-2	1004.11	Strike-slip	55-65	20-42	0.80 - 1.00
7.1	Falla del Bajo Segura	BSF-4	403.20	Inverse	45-50	90	0.15 - 0.25
6.9	Falla de Carrascoy	CAF-1	344.47	Strike-slip	85 (30*)	15 (90*)	0.29 - 0.45
6.7	Falla de Palomares	PF-3	213.48	Strike-slip	75	0-15	0.04 - 0.16
6.6	Falla de Los Tollos	LTF	160.63	Strike-slip	85	15	0.06 - 0.25

tomado el área de rotura que representa el 95% del deslizamiento total alcanzado en cada evento, descartando, por tanto, aquellos elementos del modelo cuyo deslizamiento es muy pequeño y puede ser poco realista. Por ejemplo, para el evento más desfavorable de la AMF, el área de rotura considerada contiene celdas del modelo cuyo deslizamiento es mayor o igual a 45 cm. En la Figura 6.3 se muestra la amplitud de deslizamientos simulados sobre el plano de rotura de los mayores eventos del catálogo. Los escenarios de movimiento fuerte que se presentan aquí asumen una distribución del deslizamiento homogénea a lo largo de la rotura, ya que las ecuaciones de atenuación solo consideran las dimensiones físicas de la misma sobre el plano de falla; por consiguiente, llevamos a cabo el procedimiento descrito con el objetivo de lograr una rotura realista representativa del evento más desfavorable, tomando el área de rotura con mayor desplazamiento relativo.

Si bien el objetivo último de este trabajo es obtener escenarios deterministas de PGA (g) basados en los terremotos máximos, a continuación proponemos también determinar el movimiento asociado a una magnitud específica correspondiente a un tiempo de exposición determinado a partir de la sismicidad sintética. Para ello, seleccionaremos los eventos del catálogo con una sencilla aproximación probabilista, asumiendo un modelo de Poisson exponencial (Cornell, 1968), mediante la siguiente expresión:

$$P[m \geq M \text{ en } t \text{ años}] = 1 - e^{-R_i \times t}, \quad (6.1)$$

siendo $P[m \geq M]$ la probabilidad de excedencia de la magnitud M en un periodo de t años; y R_i la tasa (o probabilidad) a largo plazo de eventos $m \geq M$. Dada la extensa duración y el número de eventos del modelo de sismicidad sintético que presentamos, asumiremos la tasa de ocurrencia anual de eventos acumulados como parámetro en el cálculo. Mediante esta

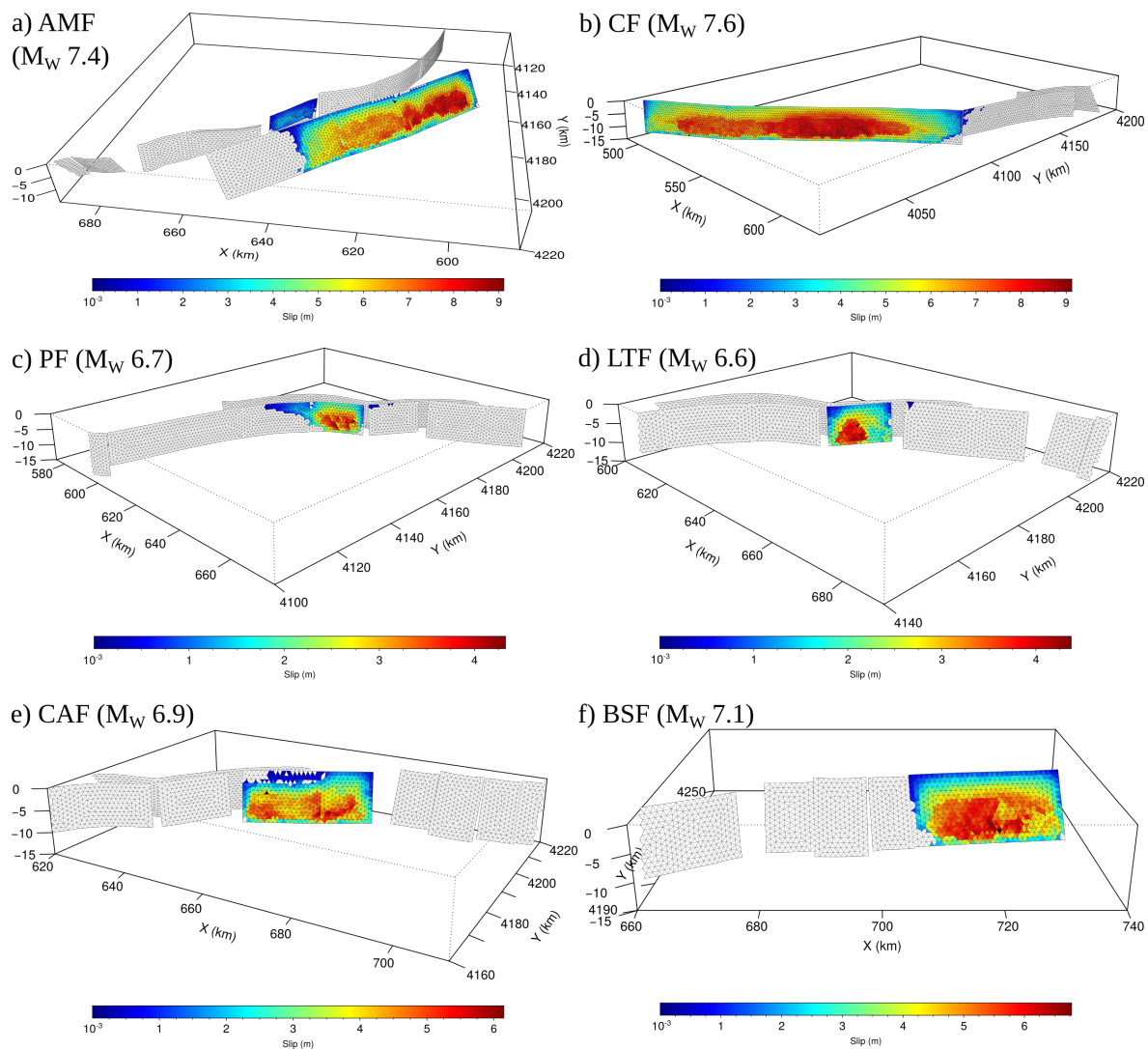


Figura 6.3: Roturas 3D de cada uno de los eventos máximos simulados en cada falla del sistema. El desplazamiento de la rotura en cada elemento del modelo de fallas se ha obtenido de las simulaciones de terremotos con RSQSim. El rango de valores de la escala de color es diferente en cada representación.

expresión podemos estimar, por ejemplo, que existiría un 95% de probabilidad de que se iguale o supere una magnitud M_W 6.5 en la AMF en un tiempo de exposición t de 1000 años, de acuerdo con la sismicidad simulada mediante RSQSim. Para la modelización de escenarios de aceleraciones, utilizaremos como referencia un tiempo t de 50 años, equivalente al mínimo que se puede considerar a la hora de concretar la vida útil de edificios ordinarios, y probabilidades de excedencia de un 5 y 10%.

Llegados a este punto hay que enfatizar que esta aproximación solo tiene por objeto seleccionar unos escenarios de magnitudes probables basados en el catálogo sintético obtenido, evaluando la probabilidad de excedencia de una determinada magnitud dentro del rango de magnitudes simulado. En ningún caso estamos refiriéndonos a probabilidades de excedencia

del nivel de movimiento, como sí hacen los estudios probabilistas de peligrosidad de manera estricta. En la Figura 6.2a se muestra la relación de las tasas anuales de eventos sintéticos acumulados y las probabilidades de excedencia de magnitudes determinadas para el conjunto del sistema de fallas (con un intervalo de muestreo de magnitudes de 0.1). Dichas magnitudes son seleccionadas para realizar escenarios de PGA (g) en las fuentes sísmicas principales, seleccionando las dimensiones de la rotura mediante el procedimiento anteriormente descrito para los escenarios máximos.

6.2.2 Modelo de atenuación

Los escenarios sísmicos que se proponen en este trabajo tienen como objetivo estimar medidas de intensidad del movimiento del terreno esperado como consecuencia de los terremotos sintéticos definidos. Este movimiento puede conocerse gracias a modelos de predicción del movimiento fuerte de terreno (GMPEs, por sus siglas en inglés: *Ground Motion Prediction Equations*). En este apartado se expone un breve marco teórico sobre estos modelos, también conocidos como leyes o modelos de atenuación.

Los modelos empíricos de predicción de movimiento fuerte del suelo relacionan el movimiento del terreno en el emplazamiento (definido por parámetros como aceleración y velocidad pico, PGA, PGV; o aceleraciones y velocidades espectrales, SA, SV) con el tamaño del terremoto en la fuente (magnitud o intensidad) y con la distancia fuente-emplazamiento. Además, introducen medidas de la dispersión del modelo y otros términos que parametrizan las condiciones locales del emplazamiento, el tipo de falla o el mecanismo focal. En las últimas décadas, la creciente disponibilidad de acelerogramas a lo largo de todo el mundo ha consolidado los métodos empíricos de predicción del movimiento fuerte para la estimación de PGA y de la respuesta espectral. A lo largo del tiempo, estos modelos se han ido recopilando y discutiendo en diversas publicaciones (e.g., Douglas, 2003, 2011; Steward et al., 2015, entre otros). Las múltiples versiones de los modelos están en continua actualización y se mejoran periódicamente conforme aumenta la disponibilidad de datos u ocurre un nuevo terremoto que facilita la revisión de los modelos. En la actualidad, varios proyectos y bases de datos recogen modelos de atenuación para distintas regiones del mundo y con múltiples criterios de aplicabilidad, como por ejemplo, el *PEER Center Next Generation of Attenuation (NGA) project* (Bozorgnia et al., 2014; Power et al. 2008).

A la hora de seleccionar un modelo de atenuación es importante tener en cuenta las distintas definiciones de magnitud (M_W , M_S , M_L , etc.) o de distancia (epicentral, R_{epi} ; a la rotura, R_{rup} ; a la proyección en superficie o distancia Joyner-Boore, R_{JB} , etc.) contenidas en las ecuaciones; si la variable independiente se expresa en términos de PGA y/u ordenadas espectrales; o si incluyen términos específicos para el efecto de sitio (amplificación) o el tipo de falla, con la finalidad de decidir cuáles se ajustan al escenario que queremos evaluar.

Cada ecuación tiene, además, unos rangos de aplicabilidad tanto de los valores de magnitud como de la distancia, y que se basan en las observaciones empíricas que definen el ajuste. Si bien lo ideal sería disponer de modelos de atenuación obtenidos a partir de registros de acelerómetros del área de interés, en zonas con una sismicidad moderada o que cuentan con una red de acelerómetros limitada, como la Península Ibérica, es preferible seleccionar un modelo de atenuación desarrollado con datos de una región que tenga la mayor afinidad tectónica posible (por ejemplo, mismo régimen tectónico; Steward et al., 2015). En el caso de Europa, aún teniendo presente su gran heterogeneidad tectónica, la extensa base de datos de aceleraciones desplegada en la última década ha permitido desarrollar modelos de movimiento fuerte específicos: e.g., Akkar y Bommer (2010); Akkar et al. (2014); Ambraseys et al. (1996, 2005); Berge-Thierry et al. (2003); Bindi et al. (2014).

En nuestra investigación también hemos utilizado el modelo de atenuación europeo de Akkar et al. (2014) (en adelante, AKK14) para la estimación de PGA (g), mediante la implementación de las ecuaciones en GMT (Wessel et al., 2013) para el cálculo y la ejecución de mapas. AKK14 proponen ecuaciones de atenuación para la región Mediterránea hasta Oriente Medio, incluyendo un gran volumen de datos exclusivamente de esta región. En los últimos años, numerosos trabajos de evaluación de la peligrosidad han ido incorporando esta ecuación entre sus modelos de predicción empleados (e.g., Aochi et al., 2017; Gómez-Novell et al., 2020b; Valentini et al., 2017), gracias a que presenta un extenso rango de aplicabilidad de magnitudes ($4.0 < M_W < 7.6$), de distancias ($R < 200$ km) y de periodos espectrales; y a la inclusión de parámetros de entrada que tienen en cuenta la geometría de la superficie de rotura, el tipo de cinemática de la falla y los efectos del bloque de techo.

Reconocemos que la práctica común en estudios de peligrosidad es la selección de un conjunto de GMPEs para considerar las incertidumbres epistémicas asociadas a la estimación del movimiento fuerte del suelo resultante de un evento sísmico. No obstante, se ha empleado una sola ecuación de atenuación para facilitar el análisis de la implicación de la sismicidad sintética obtenida en la amenaza sísmica de la región, ya que al tratarse de una aproximación determinista, se reproducen múltiples escenarios y el uso de varias GMPEs dificultaría notablemente su comparación. Para calibrar la sensibilidad del modelo de AKK14 en los resultados obtenidos, se han recalculado algunos de los escenarios con una segunda ecuación de atenuación propuesta por Campbell y Bozorgnia (2014), que denominaremos en adelante CB14. El modelo de CB14 parte de bases de datos globales del *NGA Project* y añade algunas componentes a la ecuación que no figuran en AKK14, como las relacionadas con la profundidad hipocentral y el buzamiento de la falla. Esta ecuación se ha empleado para estudios de peligrosidad sísmica en las Béticas con anterioridad (Gómez-Novell et al., 2020b; Rivas-Medina et al., 2018). En la discusión de este Capítulo, se abordarán las implicaciones de la asignación de AKK14 como modelo de atenuación y las posibles limitaciones de la estimación de PGAs en las interpretaciones de nuestros resultados, mediante la comparación con

los resultados testeados con CB14 y algunos estudios de peligrosidad previos en las Béticas Orientales.

Múltiples factores pueden afectar a las aceleraciones resultantes calculadas mediante los modelos de atenuación (especialmente cerca de la fuente), como los efectos del pulso de directividad de la rotura (Gordo-Monsó y Miranda, 2018), el efecto de la profundidad del hipocentro (Benito et al., 2012) o la amplificación de las ondas sísmicas por el tipo de suelo en el emplazamiento (Borcherdt y Glassmoyer, 1992). Los escenarios que se llevan a cabo en el presente trabajo incorporan el posible efecto de la amplificación de las ondas sísmicas debido al comportamiento de los suelos, y que podría incrementar el valor de PGA de entrada, estimado previamente para condiciones en roca. Al incorporar a la ecuación la amplificación por efecto de sitio en función de la velocidad de ondas S en los 30 primeros metros de profundidad (V_{S30}), AKK14 solo considera dos tipos de suelo. En nuestro análisis, sustituiremos esta parte de la función por una zonificación de factores de amplificación (F_{PGA}) definidos a partir de las diversas clases de suelos de la región. Esta metodología se justifica por la gran variabilidad litológica y, por consiguiente, de características geomecánicas y de velocidades de ondas S posibles en la gran escala de la región de estudio. Los detalles de esta caracterización de formaciones geológicas superficiales de las Béticas Orientales y la estimación de factores de amplificación, se describen en el siguiente apartado.

6.2.3 Análisis del efecto local por amplificación

La distribución y severidad de los daños ocasionados sobre un territorio durante un terremoto pueden estar influenciados en buena parte por la naturaleza de los materiales geológicos y la topografía del área donde se produce y propaga. Como hemos visto, la respuesta del terreno varía como consecuencia de la atenuación, pero en ocasiones puede hacerlo también, y muy notablemente, a causa de la amplificación de la onda sísmica en su trayectoria a través del medio. El contraste de impedancia entre los materiales superficiales y el sustrato rocoso, ligado al fenómeno de resonancia, produce la amplificación del movimiento en determinados valores frecuenciales (Seed et al., 1976; Semblat et al., 2005), lo que puede dar lugar a grandes deformaciones y provocar que se alcancen importantes aceleraciones en el terreno. El efecto de la amplificación está controlado principalmente por las condiciones geotécnicas de las formaciones (e.g., Aki, 1993; Borcherdt y Glassmoyer, 1992; Seed et al., 1988), y especialmente por sus propiedades dinámicas: módulo de rigidez, velocidad de corte V_s , amortiguamiento y densidad relativa, entre las más importantes (Wang y Hao, 2002). Por regla general y de acuerdo con estas propiedades, la presencia de suelos blandos no consolidados de gran potencia condiciona la amplificación de las ondas sísmicas y la prolongación del movimiento fuerte en el tiempo (aumenta la duración de la sacudida).

Encontramos evidencias claras del fenómeno de amplificación en algunos terremotos donde

la presencia de depósitos blandos o materiales muy fracturados han repercutido notablemente en las aceleraciones alcanzadas durante el evento, produciendo importantes daños en áreas urbanas: Ciudad de México, 1985 y 2017 (Cruz-Atienza et al., 2016; Franke et al., 2019), Loma Prieta, 1989 (Borcherdt y Glassmoyer, 1992), L'Aquila, 2009 (Ferraro et al., 2016), Kathmandu, 2012 (Tallet-Williams et al., 2016), entre otros. Como evidencian los citados eventos, otros factores que amplifican el movimiento fuerte del suelo son la topografía, la geometría de las cuencas sedimentarias y el espesor del depósito sedimentario.

Antes de evaluar el potencial ‘efecto sitio’ causado por el tipo de suelo en el comportamiento de la onda sísmica de un terremoto, la caracterización de los materiales geológicos presentes en la zona de estudio constituye el primer paso fundamental, para el cual existen técnicas de estimación de las propiedades dinámicas (ondas de corte, frecuencias de resonancia, etc.) de los suelos y/o rocas, como el método HVSR (*‘horizontal-to-vertical spectral ratio’*; Nakamura, 1989) u otras técnicas similares que también correlacionan la dispersión del ruido ambiental. Sin embargo, cuando es complejo obtener datos *in situ*, ya sea debido a escalas de trabajo muy grandes (como en este estudio de las Béticas Orientales) o por la dificultad de acceso a determinados emplazamientos, en ocasiones el estudio se realiza asumiendo valores de velocidad de corte (V_S) en función de las características geotécnicas de las formaciones geológicas superficiales, y/o correlacionando otras propiedades dinámicas de los suelos. Con respecto a esto último, un ejemplo común es la relación entre la resistencia a la penetración estándar mediante el ensayo SPT y la velocidad de corte mediante relaciones empíricas (ver referencias recopiladas en, p.ej., Akin et al., 2011 y Kirar et al., 2016). Por tanto, previamente a la estimación de la amplificación relativa, es necesario realizar una clasificación de los materiales geológicos superficiales en categorías de respuesta sísmica similar (e.g., Borcherdt, 1994; Dobry et al., 2000; Rodríguez-Marek et al., 2001) y la construcción de mapas que zonifiquen el territorio en función de estas categorías, con una resolución que dependerá de la escala de la zona de estudio. A este respecto, son numerosas las normativas y códigos sísmicos internacionales que establecen distintas tipologías de suelos con respuestas sísmicas semejantes para definir los espectros de respuesta: International Building Code (IBC, 2020); NEHRP Recommended Seismic Provisions en USA (BSSC, 2015, 2020); Eurocódigo 8 en Europa (CEN European Committee for Standardization, 2005); y la Norma de Construcción Sismorresistente española (NCSE-02, 2002), entre otros. Entre los estudios académicos que llevan a cabo zonificaciones regionales de respuesta sísmica basadas en la geología local, encontramos ejemplos en varios lugares del mundo, como USA (Street et al., 1997), China (Chen et al., 2021), México (Ramírez-Gaytan et al., 2020) y El Salvador (García-Flórez, 2016). También en España, donde se ha evaluado el potencial de amplificación sísmica como consecuencia de suelos blandos a múltiples escalas y por diversas metodologías, por ejemplo, en regiones como Murcia (Tsige y García-Flórez, 2006) y Navarra (Gaspar-Escribano et al., 2009), y en ciudades como Barcelona (Cid et al., 2002) y Adra (Alcalá-García et al., 2002).

Para clasificar y zonificar las formaciones geológicas superficiales de las Béticas Orientales en función de sus propiedades dinámicas y su potencial respuesta sísmica, hemos empleado diversos criterios basados en regiones que concentran múltiples litologías con comportamiento muy heterogéneo (e.g., García-Flórez, 2016; Rodríguez-Marek et al., 2001; Stewart et al., 2003), así como las que se recogen en las clasificaciones de Borcherdt (1994) y BSSC (2015, 2020). Estos trabajos nos permiten inferir valores orientativos, no sólo de propiedades geomecánicas (velocidades de corte, rigidez, resistencia, cohesión, peso específico, ángulo de rozamiento interno, etc.), sino otras características que influyen en la respuesta sísmica del terreno, como la composición, el grado de saturación o el espesor del sustrato. La zonificación de la respuesta sísmica-amplificación de la Región de Murcia realizada por Tsige y García-Flórez (2006) para el proyecto RISMUR (Benito et al., 2014), constituye el punto de partida de nuestra evaluación del potencial de amplificación en el resto de las Béticas Orientales, para lo cual ha sido revisada y adaptada a la clasificación de este trabajo. Para la evaluación del resto de la zona de estudio (provincia de Almería y sur de la provincia de Alicante), se ha consultado numerosa información geológica disponible: mapas geotécnicos regionales (IGME, 1973, 1977) y municipales (IGME, 1984a, 1984b); publicaciones que recogen datos de ensayos geotécnicos (Alfaro et al., 2001; Delgado, 1997; Delgado et al., 2003; García-Fernández y Jimenez, 2012; Rosa-Cintas et al., 2011), sondeos geotécnicos y/o hidrogeológicos (Delgado, 1997; IGME, 1975, 2000; Tomás-Jover, 2009); y otras cartografías temáticas, como mapas de formaciones del Cuaternario (IGME, 1989) o de susceptibilidad por arcillas expansivas (IGME, 1986), entre otros.

6.2.3.1 Caracterización geotécnica de suelos en las Béticas Orientales

Desde un punto de vista geotécnico, la gran variabilidad litológica que exhiben las Béticas Orientales resulta en materiales con distintas resistencias mecánicas (Figura 6.4a): desde rocas duras y competentes (rocas metamórficas paleozoicas, carbonatos triásicos, areniscas y/o calcarenitas consolidadas, etc.) hasta sedimentos recientes cuaternarios de consistencia baja a muy baja, inestables o a veces incluso saturados, que *a priori* podrían dar lugar a un aumento considerable del movimiento del suelo durante un terremoto. La mayor parte del territorio que conforma nuestro área de estudio está compuesto por materiales intermedios, entre rocas de resistencia media-baja y suelos duros, que muchas veces coexisten en alternancia. Buena parte de estos sedimentos y rocas se encuentran conformando las cuencas sedimentarias del Mioceno-Plioceno de la región (p.ej., las cuencas de Lorca y Fortuna), formadas por margas y calizas margosas del Tortoniense-Messiniense, y conglomerados, arcillas y areniscas poco cementadas del Plioceno.

En la Tabla 6.2 se muestra la clasificación geotécnica de materiales superficiales que hemos realizado en la zona de estudio. En el Anexo C.1 mostramos una ampliación de la Tabla

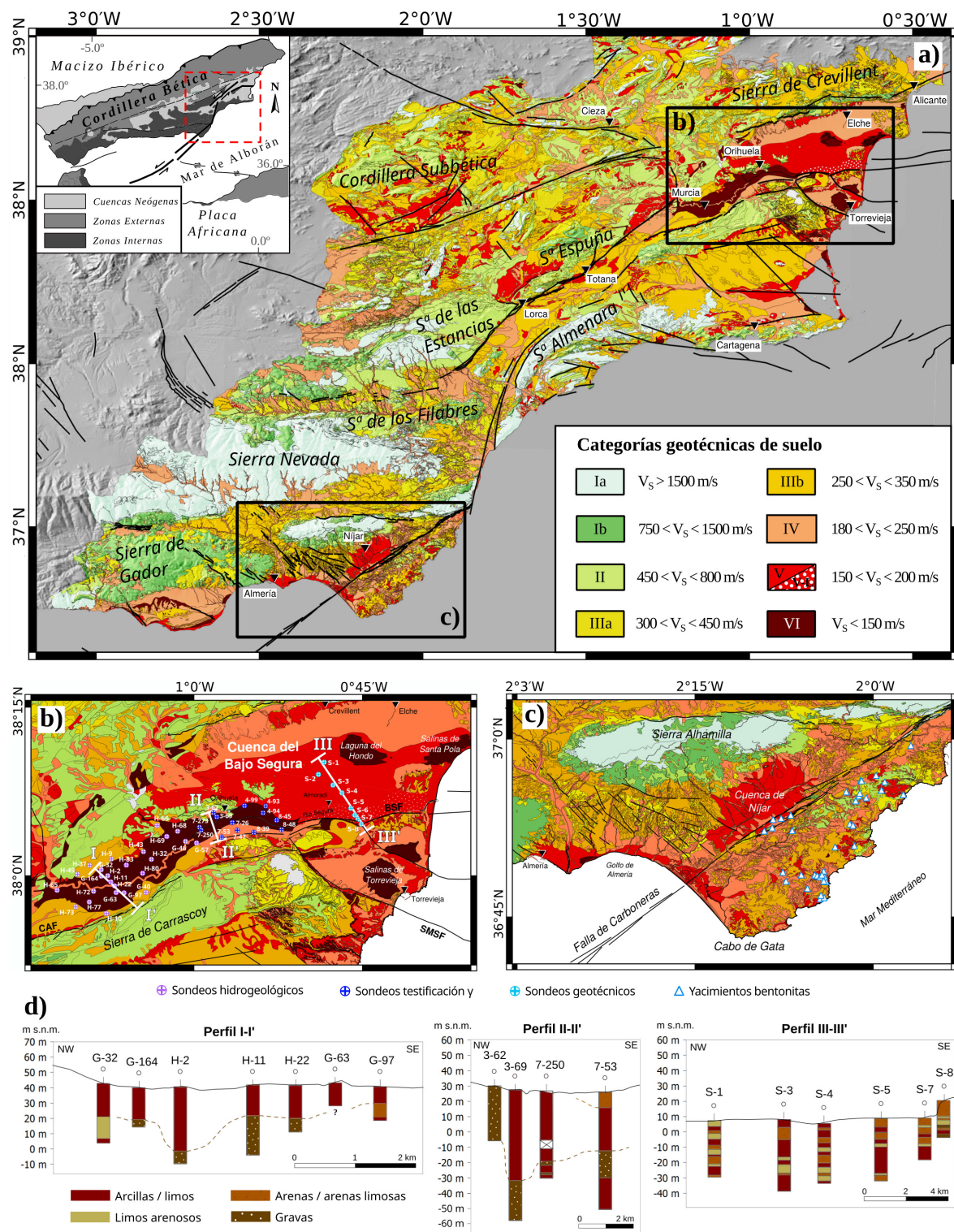


Figura 6.4: Clasificación geotécnica de formaciones superficiales de las Béticas Orientales, realizada en función de sus propiedades dinámicas. a) Mapa regional cuyos materiales geológicos se clasifican en 8 categorías geotécnicas de rocas/suelos, a lo que se les asigna un rango de velocidades de ondas V_s . En b) y c) se muestran en detalle dos regiones de especial interés: la cuenca del Bajo Segura y la zona de Almería-Cabo de Gata, respectivamente; con localizaciones de sondeos y otros datos consultados en el análisis geotécnico. d) Cortes transversales con registros de sondeos representativos de los materiales y potencias de depósitos en (b).

6.2 que compara la clasificación de este trabajo con las clasificaciones de Borchardt (1994) y las de la BSSC (2015 y 2020), y se detallan los criterios geotécnicos seguidos. Hemos agrupado las formaciones superficiales de la región en 8 tipologías en función de sus propiedades geotécnicas (Figura 6.4a), las cuales condicionan las velocidades de ondas V_S . Algunas zonas de la región merecen un interés especial por sus características composicionales, su espesor o su susceptibilidad a otros fenómenos como la licuefacción. A continuación, se describen los criterios seguidos para su clasificación:

1. **Formaciones volcánicas del SE de Almería:** Los materiales volcánicos de la región, presentes en las provincias de Murcia y, sobre todo, Almería, merecen una atención especial por su heterogeneidad y características sensibles a la respuesta sísmica. El vulcanismo en la Región de Murcia (ver apartado 2.1.1 del Marco Geológico) se caracteriza por ser de tipo ultrapotásico (lamproitas mayoritariamente; Hernández et al., 1987; López-Ruiz, 1999), que se concentran en cuerpos aislados distribuidos por la región: antiguas chimeneas volcánicas que han resistido a la erosión (como en las zonas de Fortuna, Vera y Jumilla) y domos y diques (Mazarrón), escaseando los materiales piroclásticos y lávicos. Por ello, estos cuerpos masivos se han clasificado como rocas muy duras poco o nada fracturadas (Grupo Ia; Tabla 6.2 y Figura 6.4c). Por el contrario, el vulcanismo de Almería es calcoalcalino, constituido por andesitas, dacitas y riolitas. Las fases iniciales son muy explosivas, lo que se traduce en flujos piroclásticos (ignimbritas) y depósitos basales de oleada piroclástica, hasta acabar en domos, coladas y brechas autoclásticas (Fernández-Soler, 1996). Por tanto, no podemos clasificar los materiales volcánicos de Almería como se hizo en Murcia. Se han considerado 3 tipos de materiales:

- (a) *Tobas de lapilli e ignimbritas con arcillas (bentonitas) de alteración:* desde un punto de vista geotécnico, se trata de materiales tobáceos de color claro, con matriz de escaso peso específico y compacidad (García-Flórez, 2016). Su principal peculiaridad en la zona de estudio reside en su intensa alteración hidrotermal, que da lugar a la formación de arcillas de alteración, como la bentonita (Caballero et al., 1985; Pelayo et al., 2009), que se caracteriza por tener un elevado índice de plasticidad (Bain, 1971). En la Figura 6.4c se señalan las principales áreas bentoníticas del SE de Almería (Caballero et al., 1985; Base de Datos de Recursos Minerales BDIN: IGME, 2020a). Aunque no todas las tobas e ignimbritas se encuentran bentonizadas, su naturaleza hace que las categoricemos como suelos blandos cohesivos, en ocasiones de muy alta plasticidad (Grupo V; Tabla 6.2).
- (b) *Brechas piroclásticas:* aquí estarían contenidas también las brechas líticas autoclásticas y los materiales epiclásticos (*debris* y *mass flows*) (Pelayo et al., 2009). Presentan un aspecto caótico de bloques de andesitas, generalmente angulosos y de tamaño decimétrico, empastados en una matriz de idéntica composición y de

naturaleza tobácea (IGME, 1981a). Si bien su grado de consolidación es variado, se pueden considerar como suelos no cohesivos poco compactos e inestables (Grupo IV; Tabla 6.2).

- (c) *Rocas volcánicas en facies masivas, con frecuente e intensa alteración hidrotermal*: diques, pitones y domos con disyunción columnar de andesitas y dacitas. En la zona de Rodalquilar, estas rocas presentan una fuerte alteración endógena (IGME, 1981b) que da lugar a la neoformación de arcillas de diversa plasticidad (bentonita, caolinita, zeolita). Se han clasificado como Grupo IIIb (Tabla 6.2), al tratarse de rocas blandas (muy fracturadas) con arcillas potencialmente expansivas.

2. Cuenca del Bajo Segura (Alicante): La cuenca del Bajo Segura (Figura 6.4b), situada al NE de la zona de estudio, se encuentra delimitada al norte por la Sierra de Crevillent y al sur por la Falla del Bajo Segura. Tanto en la vega del Río Segura como en el litoral, se encuentran densos núcleos de población, como Orihuela, Torrevieja y Elche. La cuenca está rellena por sedimentos del Cuaternario reciente formando depósitos aluviales de gran potencia. Como la cartografía digital (IGME, 2020b) no delimita en detalle estas formaciones, y dada la gran extensión, el carácter arcilloso y las implicaciones geotécnicas de estos depósitos, los hemos cartografiado y clasificado en función de los siguientes criterios:

- (a) *Vega media del río Segura (zona de Orihuela)*: sedimentos fluviales arcillosos y limo-arcillosos muy saturados que alcanzan grandes potencias, de 30 metros o más, tal y como evidencian numerosos sondeos hidrogeológicos profundos consultados (IGME, 2000; Delgado, 1997) y que se muestran en las Figuras 6.4b y 6.4d. Los mayores espesores se encuentran en las zonas más próximas al cauce actual del río, siendo éste muy meandriforme en este tramo. El nivel freático es muy superficial, de menos de 10 metros de profundidad. El Mapa de Riesgo de Expansividad de las arcillas en España (IGME, 1986) los califica como de máxima expansividad; y Tsige y García-Florez (2006) también los clasifica como suelos especiales en su prolongación hacia Murcia. Por consiguiente, hemos clasificado estos sedimentos en el Grupo VI (Tabla 6.2), por su gran espesor y grado de saturación, lo que haría disminuir su velocidad de ondas de corte V_S y acentuaría su susceptibilidad a la amplificación sísmica. El depósito aluvial-coluvial a ambos lados de esta zona arcillosa se caracteriza por una mayor presencia de arenas y gravas (Grupo IV; Tabla 6.2), como demuestran los sondeos de las proximidades de Bigastro y Hurchillo (Figura 6.4b).
- (b) *Vega baja del río Segura, desde Jacarilla-Benejúzar a la desembocadura del río en Guardamar*: esta zona también se encuentra compuesta por sedimentos fluviales limo-arcillosos pero con mayor contenido en arenas y arenas limosas que en la Vega

media (Figura 6.4b y 6.4d), de acuerdo a los análisis granulométricos de Alfaro et al. (1995, 2001). Dada su naturaleza granulométrica, estos autores y Delgado (1997), ayudándose de sondeos geotécnicos y ensayos SPT, determinan que esta zona presenta una alta susceptibilidad a la licuefacción como respuesta del suelo durante un terremoto. Delgado et al., (2003) estima un alto índice de potencial licuefacción durante terremotos de magnitud moderada. Considerando el posible efecto en el campo cercano de un terremoto $M > 6$ en la Falla del Bajo Segura, y teniendo en cuenta las evidencias de paleolicuefacción en la zona (Alfaro et al., 2001, 2002a) y las manifestaciones de este fenómeno en terremotos históricos (p.ej., en Torrevieja y Jacarilla; Rodríguez de la Torre, 1984), está más que justificada la consideración de la susceptibilidad a la licuefacción en este trabajo, aunque sea de una forma meramente cualitativa. Por consiguiente, clasificamos estos sedimentos como suelos especiales con respecto a la posible amplificación, e incorporamos una alta susceptibilidad a fenómenos de licuefacción (Grupo VI-L; Tabla 6.2, Figura 6.4b).

- (c) *Resto de la llanura de inundación, zona entre Almoradí y las lagunas del Hondo y Santa Pola:* se trata de áreas bajas lagunares con importantes potencias de arcillas y limos poco o nada consolidados (Alfaro et al., 1995; IGME, 1973) depositados en ambientes de marisma y de llanura de inundación fluvial (Figura 6.4b). Presentan un contenido de arcillas cohesivas mayor que en las zonas cercanas al canal del río Segura y afluentes, por lo que se deduce una menor susceptibilidad a la licuefacción (Alfaro et al., 2001; Delgado, 1997). Se ha clasificado este área con la categoría de suelo V (alta amplificación), salvo en las zonas lagunares, donde el nivel freático muy superficial justifica su inclusión en el grupo de suelos especiales saturados (Grupo VI; Tabla 6.2).
- (d) *Glacis del norte de la cuenca, al pie de la Sierra de Crevillent:* se encuentran conformados por depósitos aluviales (abanicos, mantos de arroyada) no cohesivos y nada compactos, como bolos, gravas y arcillas dispuestos desordenadamente (Mapa Geotécnico general de Elche 1:200k; IGME, 1973). Para delimitar esta zona nos hemos basado en su morfología, por el cambio de pendiente de las curvas de nivel, que se hace muy notorio en el norte de la cuenca (Figura 6.4b). De acuerdo con nuestra clasificación geotécnica, se trata de suelos de Grupo IV (Tabla 6.2), con una moderada probabilidad de amplificación.

En lo que respecta a la respuesta dinámica de estos suelos blandos a muy blandos frente a cargas sísmicas, se ha realizado una revisión de los datos disponibles de velocidades de corte en la región (o bien, de otros parámetros que permiten estimar un rango de V_S mediante relaciones teóricas), dada la imposibilidad de realizar medidas *in situ* en una escala de trabajo tan grande. Estos trabajos nos permiten validar la caracterización cualitativa de las clases

de suelo que hemos realizado (Tabla 6.2) con respecto a velocidades de ondas de corte V_S estimadas *in situ*. En la cuenca del Bajo Segura (Alicante), Rosa-Cintas et al. (2011) caracterizan los sedimentos de la cuenca entre la Vega baja del río Segura y las lagunas del Hondo y Santa Pola (Figura 6.4b), estimando unas velocidades de ondas de corte $V_S < 220$ m/s para los suelos arcillosos de los primeros 50 m de cuenca, lo que concuerda bien con el Grupo V en el que se ha clasificado esta zona (150 – 200 m/s). García-Fernández y Jimenez (2012) estiman velocidades V_S en numerosos puntos de la llanura de inundación, obteniendo valores entre 195 y 138 m/s. Delgado et al. (2003) estiman numerosas propiedades geotécnicas de los suelos de la Vega Baja, entre ellos, valores de golpeo N mediante el ensayo SPT, que resultan inferiores a $N < 10$ en la mayor parte de los depósitos arcillosos y limos blandos de la cuenca. Los valores mínimos alcanzan un $N(\text{SPT}) = 5 \pm 3$, lo que se traduce, mediante la fórmula de Imai (1977) para arcillas, en un $V_S = 125 \pm 25$ m/s. Tsige y García-Florez (2006) estiman valores similares $V_S < 130$ m/s para los suelos especiales del valle del Guadalentín en Murcia (fangos, arcillas y limos blandos), mediante la misma fórmula de correlación de valores de resistencia a la penetración $N(\text{SPT})$ con la V_S .

Tabla 6.2: Clasificación geotécnica de las formaciones superficiales de la región de las Béticas Orientales. Las primeras 4 columnas muestran la clasificación de este trabajo, mientras que las 2 últimas representan la correspondencia asignada con las clases de la NEHRP (BSSC, 2015). En la Tabla C.1 del Anexo se muestra una correlación de nuestro estudio con otras clasificaciones de suelos en función de su respuesta sísmica.

DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	DESCRIPCIÓN GEOTÉCNICA	GRUPO GEOTEC	\bar{V}_s	AMPLIFIC. NEHRP	RANGO \bar{V}_s NEHRP
<ul style="list-style-type: none"> • Rocas metamórficas de grado medio-alto de edad Paleozoica: cuarcitas, mármoles, anfibolitas, esquistos cuarcíticos y gneises poco alterados. • Dolomías masivas Jurásicas. • Rocas ígneas en facies masivas Miocenas sin alteración hidrotermal (Murcia y Alicante): lamproitas, basaltos, diabasas, andesitas, dacitas y ofitas. 	Rocas muy duras y poco o nada fracturadas	I.a.	>1500	A	>1500
<ul style="list-style-type: none"> • Rocas metamórficas de grado bajo (filitas) intercaladas con cuarcitas. • Intercalación de dolomías y calizas Triásicas • Areniscas y calcarenitas consolidadas (Cretácico Sup.-Terciario) con ocasionales conglomerados. 	Rocas duras con fracturación muy espaciada. Intercalación de rocas muy duras y duras.	I.b.	750 – 1500	B	760 – 1500
<ul style="list-style-type: none"> • Calizas (tableadas, bioclásticas), frecuentemente acompañadas de calcarenitas y/o areniscas. • Conglomerados pre-Terciarios bien cementados, con areniscas y carbonatos. • Dolomías fracturadas con niveles margosos. • Localmente, pizarras y filitas algo alteradas con carbonatos, y micaesquistos grafitosos. 	Rocas de resistencia dura-media, muy fracturadas y/o con intercalaciones de capas de rocas blandas.	II	450 – 800	C	360 – 760

Continúa en la siguiente página

Tabla 6.2 – continuación

<ul style="list-style-type: none"> • Margas y margocalizas. Alternancia de calizas (margosas) y margas, con yesos ocasionalmente (Mioceno). • Travertinos y calizas tobáceas recientes. Calizas arrecifales. • Alternancia de lutitas y margas. • Areniscas y margas Mioceno Sup. (sist. turbidíticos) 	<p>Rocas de resistencia media-blanda, muy fracturadas. Abundantes intercalaciones de rocas blandas y suelos duros.</p>	III.a.	300 – 450	C	360 – 760
<ul style="list-style-type: none"> • Rocas y sedimentos de la facies Keuper: arcillas abigarradas, margas y yesos. • Arcillas versicolores y arenas de la facies Weald en el Prebético externo (Cretácico Inf.). • Rocas sedimentarias y sedimentos del Mioceno-Plioceno: arcillas con bloques; areniscas turbidíticas con arcillas y arenas; conglomerados con arcillas/limos y/o arenas; limos y calizas fluviolacustres; ud. olistostrómica de matriz arcillosa. • Caliches y costras calcáreas holocenas, glacia encostrados. • Rocas volcánicas masivas (domos, diques), con frecuente e intensa alteración hidrotermal (vulcanismo calcoalcalino Mioceno Med.-Sup. de Almería) 	<p>Rocas blandas con arcillas expansivas, E > 30 m Suelos no cohesivos poco cementados, E > 10 m</p>	III.b.	250 – 350	D	180 – 360
<ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos cuaternarios de origen aluvial-fluvial (terrazas, abanicos, canal) y costero (terrazza, rasas); depósitos de gravedad, canchales y derrubios de ladera: bloques, cantos, gravas y arenas. • Brechas piroclásticas del Mioceno Med.-Sup. (materiales volcánicos de Almería) 	<p>Suelos no cohesivos nada compactos, inestables</p>	IV	180 – 250	D	180 – 360

Continúa en la siguiente página

Tabla 6.2 – continuación

<ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos de origen fluvial y fluviolacustre: arcillas, limos y arenas. • Sedimentos costeros y eólicos (playa, dunas, barras litorales y estuarios): arenas; arenas y conchas; limos, arenas y cantos. • Depósitos expansivos de margas diatomíticas. • Tobas de lapilli e ignimbritas con arcillas (bentonitas) de alteración (materiales piroclásticos/lávicos alterados del vulcanismo de Almería). 	<p>Suelos cohesivos blandos (PI>20). Suelos no cohesivos poco compactos, E > 10 m</p>	V	150 – 200	E	< 180* (150 – 180)
<ul style="list-style-type: none"> • Sedimentos cuaternarios fluviales con materia orgánica: limos y arcillas. • Fondos lagunares y endorreicos, turberas, fangos. • Marismas, salinas, albufera y lagoon: arenas y limos negros. • Llanura costera con zonas lagunares-palustres: arenas, arcillas y suelos hidromorfos. 	<p>Suelos muy blandos, E > 3 m. Suelos saturados y zonas con nivel freático a < 10 m de profundidad. Suelos especiales que pueden producir fenómenos de licuefacción.</p>	VI	< 150	E	< 150* (100 – 150)

*Los suelos especiales definidos por la NEHRP (BSSC, 2003, 2015, 2020) requieren un análisis específico. Entre paréntesis, rangos de V_S definidos para la zona de estudio.

6.2.3.2 Zonificación de la respuesta sísmica: factores de amplificación

Se han agrupado las formaciones geológicas superficiales de la región de estudio en 8 clases en función de sus características geotécnicas (Tabla 6.2 y Figura 6.4), especialmente las concernientes a sus propiedades dinámicas y que tienen influencia en la respuesta sísmica frente a un terremoto. De esta clasificación se concluye que, efectivamente, existen terrenos con muy diferentes comportamientos en relación a la respuesta sísmica y, por ende, con diferentes grados de susceptibilidad a la amplificación. El objetivo, a continuación, es asignar un factor cuantificable de amplificación a la ley de atenuación en función de diferentes categorías de materiales geológicos. Para ello, hemos escogido los criterios de asignación de clases de amplificación proporcionados por el Programa de reducción de peligrosidad sísmica de USA (*National Earthquake Hazards Reduction Program, NEHRP*; BSSC, 2015), a partir de los cuales la normativa de diseño sísmico americana *ASCE/SEI Standard 7-16* (ASCE, 2017) asigna factores de amplificación en función del PGA de entrada, de forma que:

$$PGA_M = F_{PGA} \times PGA_{REF}, \quad (6.2)$$

donde PGA_M es la aceleración pico máxima ajustada con las clases de respuesta sísmica local; F_{PGA} es el factor de amplificación; y, PGA_{REF} es la aceleración pico máxima de entrada calculada mediante la ecuación de atenuación AKK14 considerando unas condiciones estándar de roca dura (750 m/s), con ausencia de amplificación. Los criterios de zonificación sísmica diseñados por la BSSC (2015) y la ASCE (2017) son ampliamente utilizados por los ingenieros civiles de USA para el diseño sísmico de estructuras (recientemente, en 2020, la norma ha incorporado una gran base de datos *online* con cartografías locales de suelos y V_S , optimizando la zonificación), pero también se ha aplicado en publicaciones académicas para la caracterización del efecto sitio en otras partes del mundo (e.g., Alonso-Henar et al., 2018; Chen et al., 2021; Ramírez-Gaytan et al., 2020).

Los factores de amplificación definidos por ASCE (2017) en función de 6 categorías de roca/suelo se recogen en la Tabla 6.3. Los suelos tipo F están definidos por BSSC (2015) como

Tabla 6.3: Factores de amplificación F_{PGA} tomados de la propuesta por ASCE (2017) en función de 6 categorías de roca/suelo definidas por las recomendaciones de la BSSC (2015).

Clase Suelo	V_{S30} (m/s)	$PGA \leq 0.1$	$PGA = 0.2$	$PGA = 0.3$	$PGA = 0.4$	$PGA = 0.5$	$PGA \geq 0.6$
A	$V_S > 1500$	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
B	$760 < V_S < 1500$	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
C	$360 < V_S < 760$	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
D	$180 < V_S < 360$	1.6	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1
E	$V_S < 180$ ($150 < V_S < 180$)	2.4	1.9	1.6	1.4	1.2	1.1
F*	$V_S < 150$ ($100 < V_S < 150$)	2.6	1.9	1.6	1.4	1.2	1.1

* Nota: los factores de amplificación para la Clase especial F se han definido para una velocidad media de $V_S = 125$ m/s.

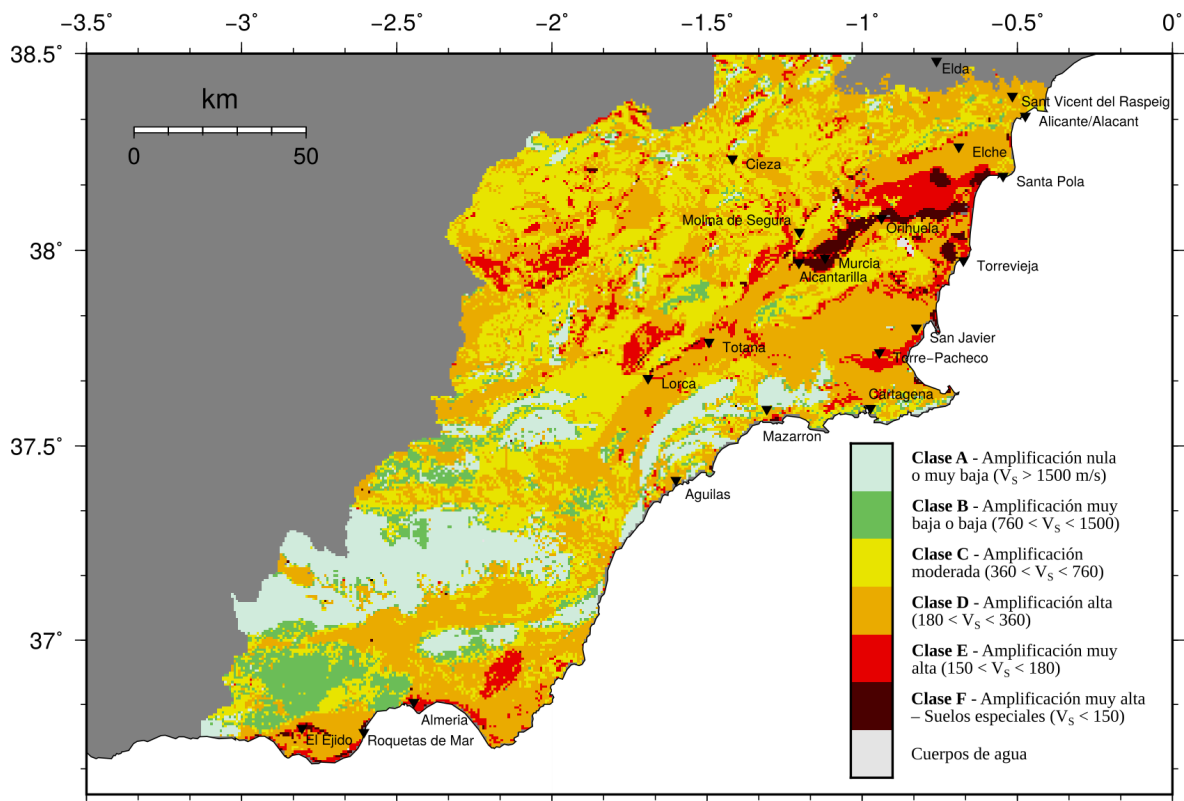


Figura 6.5: Clasificación de suelos en función de su susceptibilidad a la amplificación de ondas sísmicas. La clasificación se ha realizado en función de las velocidades de ondas de corte inferidas en el análisis geotécnico de formaciones superficiales, siguiendo los criterios de la NEHRP (BSSC, 2015). El mapa se ha elaborado mediante GMT (Wessel, 2013) a través de una rasterización con una resolución de malla de 500 m.

suelos especiales particularmente vulnerables, con velocidades de corte V_S inferiores a 180 m/s (como la Clase E) pero que requieren un análisis específico para la asignación de coeficientes de amplificación. En este trabajo hemos obtenido un rango de valores V_{S30} más restringido para este tipo de suelo caracterizado en la región ($100 < V_S < 150$ m/s). Mediante las ecuaciones de cálculo del factor de amplificación que proporciona ASCE (2017) a partir de datos empíricos y simulaciones numéricas (Dobry et al., 2000; Stewart y Seyhan, 2013), se obtiene que el coeficiente de amplificación para un PGA de entrada ≤ 0.1 g se incrementaría en $F_{PGA}=2.6$. Para el resto de PGAs de entrada, el coeficiente recalculado no varía (si conservamos una precisión de 1 decimal) o incluso disminuye, por deamplificación, con respecto a la Clase E. Las regresiones empíricas de ASCE (2017) se traducen en una relación logarítmica que ya incluye un margen conservativo de error, por lo que se han mantenido los factores de amplificación asignados a la categoría inmediatamente superior (Tabla 6.3). Para los valores intermedios de PGA de entrada, se realiza una interpolación de los coeficientes.

En función de los criterios descritos, se ha elaborado una cartografía de la respuesta sísmica en función de 6 categorías de amplificación (Figura 6.5), cada una de las cuales tiene asignado un F_{PGA} (BSSC, 2015):

- **Clase A - Amplificación nula o muy baja ($V_s > 1500$ m/s).** Se corresponde con áreas ocupadas por rocas muy duras, generalmente poco o nada fracturadas, cuyos efectos en la amplificación de las ondas sísmicas son mínimos o nulos, favoreciendo la atenuación de las ondas sísmicas (Tabla 6.2). En las Béticas Orientales, esta clase se correspondería con el Grupo I.a. de nuestra clasificación geotécnica; por tanto, incluye rocas metamórficas paleozoicas de grado medio-alto (cuarcitas, mármoles, esquistos y gneises), mayoritariamente pertenecientes al complejo Nevado-Filábride exhumado, y dolomías jurásicas masivas. Debido a su resistencia a la erosión y meteorización, estas rocas metamórficas constituyen los principales relieves de Sierra Nevada, Los Filabres y Sierra Almenara (Figura 6.4a). Incluimos también aquí las rocas ígneas masivas poco o nada alteradas, principalmente lamproitas, andesitas y dacitas, asociadas a un vulcanismo mioceno muy diseminado por la Región de Murcia.
- **Clase B: Amplificación muy baja o baja ($760 < V_s < 1500$ m/s).** En esta categoría se incluyen rocas duras a moderadamente duras, con algo de fracturación espaciada, frecuentemente alternadas con rocas más duras. Se corresponde con el Grupo geotécnico I.b (Tabla 6.2) de nuestra clasificación. Encontramos potentes formaciones que intercalan calizas y dolomías pertenecientes al Triásico, así como rocas metamórficas de grado bajo (filitas) intercaladas con cuarcitas, representando fundamentalmente las litologías dominantes del complejo Alpujárride. También son abundantes otras formaciones de naturaleza detrítica, sobre todo areniscas y calcarenitas.
- **Clase C: Amplificación moderada ($360 < V_s < 760$ m/s).** En esta clase de amplificación incluiremos las Categorías geotécnicas II y III.a. (Tabla 6.2), de acuerdo con las velocidades de ondas V_S estimadas. Las rocas presentan una competencia algo menor (resistencia dura a media) que la que presentan las rocas anteriormente descritas, y han sufrido un grado de fracturación importante. En el caso de las formaciones carbonáticas de los grandes complejos estructurales que conforman el sustrato rocoso, incluimos aquí las que se encuentran frecuentemente intercaladas con capas de rocas menos competentes (Grupo II): principalmente se trata de potentes calizas (de diversas tipologías) con margas y niveles detríticos. Localmente, aparecen una alternancia de pizarras y filitas, y de esquistos grafitosos (que afloran, por ejemplo, en la S^a de las Estancias; Figura 6.4a) muy fracturadas y de muy baja resistencia, por lo que se han incluido también en esta categoría. Además, esta clase incluye materiales que alternan rocas de competencia dura con rocas blandas con una entidad importante en lo referente al efecto local. Se trata de los materiales que conforman la mayor parte del relleno sedimentario de las cuencas neógenas y algunas zonas del Subbético (Figura 6.4a): margas y/o margocalizas con frecuentes afloramientos detríticos, como areniscas turbidíticas del Mioceno Superior. Desde el punto de vista de la respuesta sísmica, la importancia de estos materiales sigue siendo limitada.

- **Clase D: Amplificación alta ($180 < V_s < 360$ m/s).** En esta categoría incluiremos las Grupos geotécnicos III.b. y IV de nuestra clasificación (Tabla 6.2), cuya relevancia en la respuesta sísmica sí tiene una importancia relativa dada la abundante presencia de litologías margosas y, sobre todo, arcillosas, que además pueden tener alto grado de expansividad (IGME, 1986). Por un lado, incluimos aquí rocas blandas que tienen una baja durabilidad, reduciendo su consistencia original (por ejemplo, la presencia de yesos favorece la karstificación y formación de huecos). Ejemplos de este comportamiento mixto en la zona de estudio (Grupo geotécnico III.b.) serían las arcillas abigarradas con margas y yesos de la facies Keuper, las arcillas versicolores y arenas de la facies Weald (Cretácico) y, las rocas volcánicas miocenas con frecuente e intensa alteración hidrotermal. También incluimos aquí depósitos detríticos del Terciario de diversa consistencia con predominio de limos, arcillas y/o arenas; y suelos no cohesivos y algo cementados como caliches y costras del Holoceno. De acuerdo con su respuesta dinámica (V_S), agregamos a esta categoría de suelos el Grupo IV, formado por sedimentos cuaternarios depositados en un ambiente fluvial, coluvial o costero. Desde el punto de vista geotécnico, son suelos no cohesivos, inestables y de granulometría gruesa: bloques, cantos, gravas y arenas. Por su semejante naturaleza, incluimos también aquí los materiales volcánicos piroclásticos (sin abundantes arcillas de alteración).
- **Clase E: Amplificación muy alta ($150 < V_s < 180$ m/s).** Esta categoría se refiere a suelos cohesivos blandos, principalmente limos y arcillas de alta plasticidad, que se han asignado en este trabajo a la Grupo geotécnico V (Tabla 6.2). También incluye suelos no cohesivos, poco compactos, formados principalmente por arenas de origen costero que encontramos en playas, dunas y barras del litoral de la región (Figura 6.4a, b, c). Consideramos también en esta categoría las formaciones de margas diatomíticas descritas en Murcia (Tsige y García-Florez, 2006) y las tobas e ignimbritas con arcillas de tipo bentonita procedentes del vulcanismo en Almería (Figura 6.4c), dado que estos materiales presentan típicamente una alta plasticidad (Pelayo et al., 2009). Estos suelos pueden provocar una severa amplificación de las ondas sísmicas como respuesta a un terremoto.
- **Clase F: Amplificación muy alta – Suelos especiales ($V_s < 150$ m/s).** En esta clase consideramos los suelos muy blandos de naturaleza arcillosa, poco o nada consolidados y de alta compresibilidad (Grupo geotécnico VI; Tabla 6.2). Aún pudiendo tener una respuesta sísmica similar, los diferenciamos de los suelos de tipo E debido a que pueden alcanzar potencias considerables de hasta 30 m en algunas zonas de la región de estudio (Figura 6.4d), tal y como se describe en el apartado 6.2.3.1. Además, se encuentran comúnmente saturados a consecuencia de un nivel freático superficial. De acuerdo con estas características, encontramos sedimentos cuaternarios de naturaleza limo-arcillosa de llanura y cauce fluvial, zonas lagunares-palustres, turberas y marismas.

Algunos de estos depósitos se caracterizan también por tener un alto contenido en materia orgánica. Además, se incluyen aquí granulometrías arenosas a limo-arenosas, susceptibles de experimentar fenómenos de licuefacción (Grupo VI-L; Figura 6.4a,b).

A partir de esta clasificación, se ha creado el mapa de clases de amplificación de la Figura 6.5 mediante una rasterización con una resolución de la malla de 500 m/píxel. Este mapa es el que se incorpora, usando GMT (Wessel, 2013), a los escenarios de PGA en roca para considerar el ‘efecto suelo’ en los cálculos resultantes. Se observa que, a lo largo de la región de estudio, existe un predominio de las Clases C y D (moderada-alta amplificación). Las zonas de mayor interés, con una posible muy alta amplificación (Clases E y F), se concentran, sobre todo, en el margen noreste de la región, es decir, en la cuenca del Bajo Segura y parte norte de la depresión del Guadalentín. También enfatizamos algunas zonas interesantes al sur, entre Almería-Cabo de Gata y Campo de Dalías (El Ejido); y otras zonas con rasgos de alta amplificación repartidas por las cuencas neógenas y el Subbético al N-NO de la zona de estudio.

6.3 Resultados

6.3.1 Escenarios deterministas de PGA más desfavorables

Se han estimado las aceleraciones pico PGA (g) del suelo que producirían las roturas más desfavorables obtenidas en las simulaciones con RSQSim para un periodo de 100 ka. Primero, se han calculado las aceleraciones en roca ($V_{S30} = 750$ m/s) mediante la ley de atenuación de AKK14, obteniendo una distribución regional de PGAs (g) que se muestran en las Figuras del Anexo C. A continuación, se ha superpuesto la zonificación de la potencial amplificación por ‘efecto suelo’ para diferentes rangos de velocidades de ondas V_S , evaluando su implicación en los valores de aceleración resultantes en cada escenario. La implementación y los cálculos de la ley de atenuación, así como la integración de los distintos mapas, se han ejecutado con GMT (Wessel, 2013). Los mapas de aceleraciones resultantes (Figura 6.6, 6.7 y 6.8) tienen una resolución de 500 m/píxel. En este apartado se mostrarán los escenarios más desfavorables de PGA (g) resultante con el efecto de la amplificación.

El escenario más desfavorable en la Falla de Carboneras (CF) es un evento de M_W 7.6 ($M_0 = 3.2e+20$ Nm) con hipocentro en la sección *offshore* (segmento sur) y que rompe la totalidad del plano de falla (Figura 6.3b). Parte de la rotura se transfiere a la Falla de Palomares (PF), rompiendo alrededor de 36 km² en su sección sur (Tabla 5.9 del Capítulo 5). Al ser una falla subvertical, el efecto de bloque de techo en la estimación de PGA no es notorio y las mayores aceleraciones se concentran a ambos lados de la traza de la falla (Figura 6.6a). No obstante, el tipo de suelo caracterizado en la cuenca de Níjar (Clase E; Figura 6.5) y su proximidad a

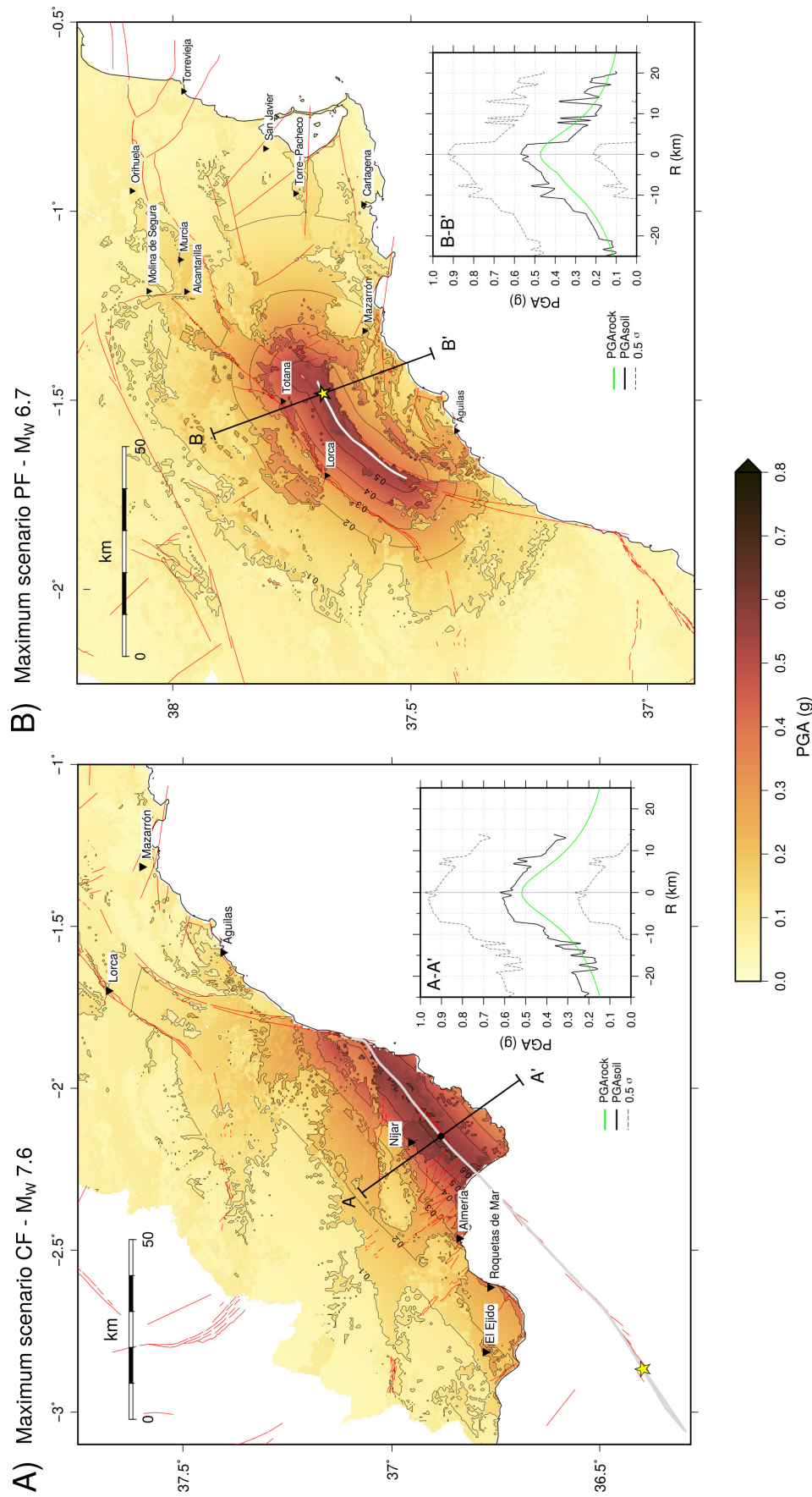


Figura 6.6: Escenarios de PGA (g) más desfavorables para a) la Falla de Carboneras (CF), y b) la Falla de Palomares (PF), estimados mediante el modelo de atenuación de Akkar et al. (2014). En la esquina inferior derecha de cada escenario se muestra la distribución del PGA en función de la distancia horizontal a la traza, medida en un transecto de 50 km transversal a la falla. La estimación de PGA en condiciones de roca ($V_{S30}=750$ m/s) se representa en verde y la curva de PGA con efecto local se muestra en negro, con una incertidumbre asociada en línea discontinua. La estrella amarilla representa el epicentro del evento.

la falla hace que en esta zona se alcancen aceleraciones de 0.6 g, lo que tendría consecuencias devastadoras en los núcleos de población del municipio de Níjar. Los que se encuentran en el Parque nacional de Cabo de Gata (SE de la falla; Figura 6.4c) superarían una aceleración pico de 0.3 g. Es destacable además que en la zona dónde se emplaza la ciudad de Almería (bahía de Almería y desembocadura del Río Andarax, formado por sedimentos fluviales blandos; Figura 6.4c), un terremoto máximo con epicentro en la sección sur de la CF provocaría unas aceleraciones superiores a 0.4 g (Figura 6.6a).

El terremoto máximo M_W 6.7 ($M_0 = 1.38e+19$ Nm) simulado en la Falla de Palomares (PF) produciría una rotura del tramo norte que bordea Sierra Almenara (PF-3, rama de Hinojar). La rotura (Figura 6.3c) se propagaría hasta la sección que bordea la Sierra de Almenara (PF-2), deslizando sólo una parte de su área. También consideramos la transferencia del deslizamiento a la Falla de Los Tollos (LTF) y que resulta en la rotura superficial de una pequeña área de 9 km^2 . El escenario de PGA (Figura 6.6b) muestra que las mayores aceleraciones (por encima de 0.3 g) afectan a la mitad sur del Valle del Guadalentín, pudiéndose producir una moderada amplificación debido a las características de los depósitos de la depresión, superándose los 0.5 g en los primeros 5 km próximos a la fuente. Al SE de la falla, los materiales del Nevado-Filábride de las sierras contribuyen a la atenuación del movimiento fuerte.

El terremoto máximo simulado en la Falla de Alhama de Murcia (AMF) que aparece en nuestro catálogo sintético (Figura 6.3a) es un evento de magnitud M_W 7.4 ($M_0 = 1.5e+20$ Nm) que se nuclea en la sección Lorca-Totana (AMF-2) de la falla, con epicentro cerca del municipio de Lorca. El hipocentro se localiza a una profundidad de 2 km y la rotura se propaga hacia la sección Totana – Alhama (AMF-3), produciéndose una disminución del deslizamiento (por debajo de los 2 metros) al llegar a la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla, donde hay un ligero cambio de dirección de la geometría de falla. La simulación genera, por transferencia de esfuerzos estáticos, la re-nucleación de la rotura en la Falla de Los Tollos (LTF), llegando a propagarse en los 5 km superficiales del plano de falla con un deslizamiento inferior a 2.5 m en cada elemento de la falla modelizada. En el apartado 5.5.4 del Capítulo 5 se discute la implicación de la distancia y la orientación de los segmentos de falla con respecto al campo de esfuerzos regional sobre el “salto” de la rotura entre la AMF y la LTF. En lo que respecta a las estimaciones de movimiento fuerte más desfavorables mediante AKK14 para la AMF (Figura 6.7a), las aceleraciones PGA en roca superarían ligeramente los 0.5 g, pudiendo amplificarse por encima de 0.6 g en el bloque de techo de la falla, donde abundan los depósitos de sedimentos y rocas blandas de las cuencas miocenas (Grupo III, predominantemente). Los núcleos urbanos situados a lo largo de la traza de la falla (p.ej., Puerto Lumbreras, Lorca y Totana) estarían sometidos a PGAs superiores a 0.55 g; pero además, municipios más alejados, como Alcantarilla y Murcia capital, llegarían a alcanzar valores superiores a 0.3 g. Este evento es el que generaría una mayor extensión regional del movimiento fuerte del suelo

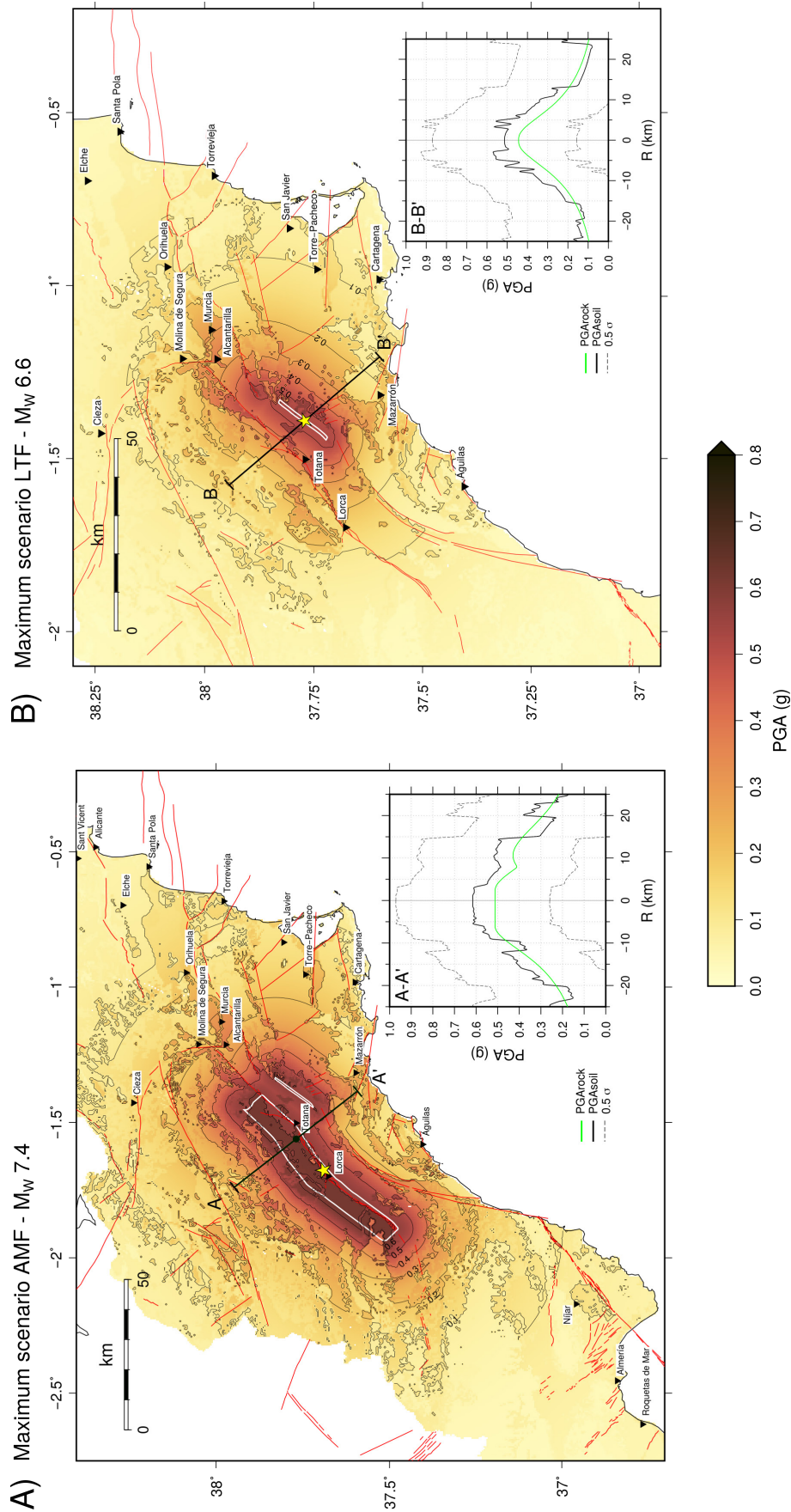


Figura 6.7: Escenarios de PGA (g) más desfavorables para a) la Falla de Alhama de Murcia (AMF), y b) la Falla de Los Tollos (LTF), estimados mediante el modelo de atenuación de Akkar et al. (2014). En la esquina inferior derecha se muestra la distribución del PGA en función de la distancia horizontal a la traza, medida en un transecto transversal de 50 km. La estimación de PGA en condiciones de roca ($V_{S30}=750$ m/s) se representa en verde y la curva de PGA con efecto local se muestra en negro, con una incertidumbre asociada en línea discontinua.

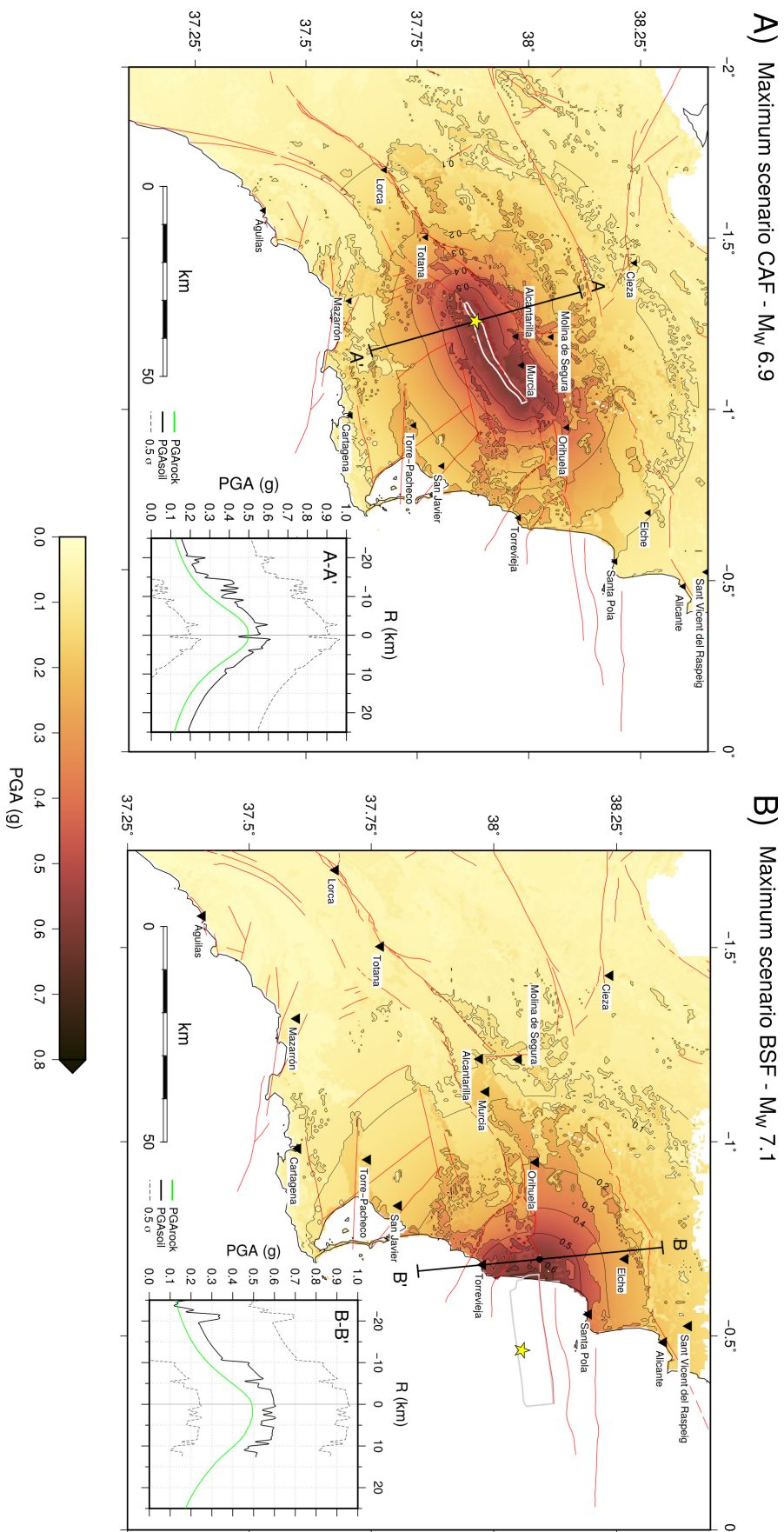


Figura 6.8: Escenarios de PGA (g) más desfavorables para a) la Falla de Carrascoy (CAF), y b) la Falla de Bajo Segura (BSF), estimados mediante el modelo de atenuación de Akkar et al. (2014). En la esquina inferior derecha de cada escenario se muestra la distribución del PGA en función de la distancia horizontal a la traza, medida en un transecto transversal de 50 km. La estimación de PGA en condiciones de roca ($V_{s30}=750$ m/s) se representa en verde y la curva de PGA con efecto local se muestra en negro, con una incertidumbre asociada en línea discontinua.

para aceleraciones superiores a 0.1 g (si consideramos solo territorio continental), llegando a superarse dicho valor en algunas zonas del sur de Almería, como Níjar, por efecto local. Los PGAs máximos (>0.5 g) cercanos a la fuente también abarcarían un área de incidencia considerablemente mayor que en otros escenarios (prácticamente la totalidad del valle del Guadalentín), debido al efecto combinado de la rotura conjunta con la LTF y al buzamiento de la AMF, que provoca que las ondas comiencen a atenuarse a mayor distancia de la traza en el bloque NO de la falla.

El escenario más desfavorable para un evento nucleado en la Falla de Los Tollos (LTF) es un terremoto M_W 6.6 (M_0 1.1e+19 Nm) que rompería toda su extensión (Figura 6.3d), de acuerdo al catálogo sintético del presente estudio. En este terremoto simulado no se produce una transferencia significativa de la rotura en fallas próximas. Observamos una aceleración del suelo (Figura 6.7b) en torno a 0.5 g en las proximidades de la fuente sísmica, amplificada por los depósitos fluviales-aluviales del valle del Guadalentín, con incrementos locales en zonas con suelos de consistencia muy blanda. Hay que señalar que el municipio de Totana y otros localizados en el corredor del Guadalentín, como Alhama de Murcia y Librilla, podrían superar aceleraciones de 0.4 g en el caso de producirse un evento máximo en la LTF. Otra observación destacable es la aceleración alcanzada en la ciudad de Murcia, localizada a 30 km del epicentro del terremoto simulado y que, debido a las características de los suelos blandos donde se emplaza el área urbana, podrían alcanzar aceleraciones superiores a 0.3 g a pesar de la distancia.

El escenario más desfavorable según la sismicidad simulada de la Falla de Carrascoy (CAF) es un terremoto máximo de magnitud M_W 6.9 (M_0 3.4 e+19) en la sección SO (CAF-1, rama Algezares - Casas Nuevas). Este terremoto rompería toda la superficie de la CAF, según el modelo sintético (Figura 6.3e), al propagarse hasta la sección NE. De acuerdo con el escenario calculado (Figura 6.8a), se alcanzaría un PGA próximo a 0.6 g en la vertiente norte de la sierra de Carrascoy, donde se sitúan algunos pequeños núcleos urbanos. Los depósitos bastante profundos y muy blandos (suelos especiales tipo F) de la cuenca de Murcia y la vega media del río Segura contribuyen a que se superen aceleraciones de 0.5 g, lo que supondría una severa incidencia en la ciudad de Murcia. Son notables, además, las PGAs alcanzadas en el campo lejano, concretamente hacia el este. Prácticamente toda la cuenca del Bajo Segura estaría sometida a aceleraciones de, como mínimo, 0.2 g (~ 0.4 g en el municipio de Orihuela, por ejemplo), y también otros núcleos destacados de la provincia de Alicante, como Torrevieja, alcanzarían intensidades destacables.

Por último, el terremoto máximo en la Falla de Bajo Segura (BSF) en nuestras simulaciones es un evento M_W 7.1 (M_0 3.4 e+19 Nm) cuyo área de rotura se propaga en toda la sección *offshore* de la falla modelizada (Figura 6.3f), siendo ésta la de mayor tamaño de todos los segmentos cartografiados en la zona de falla del Bajo Segura (Alfaro et al., 2012;

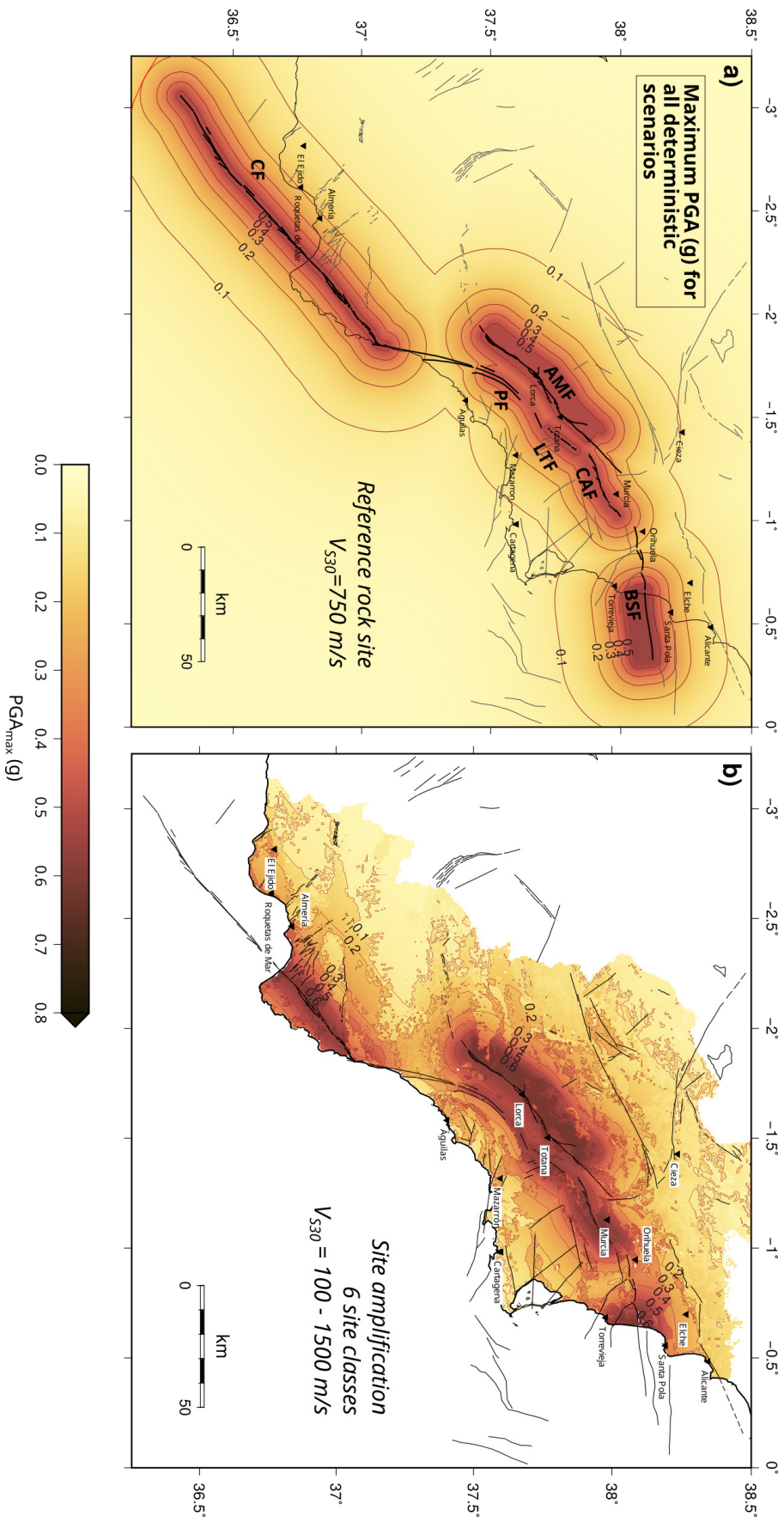


Figura 6.9: Escenario de PGA máximo (g) resultante de la integración de todos los escenarios deterministas estimados, cuyos terremotos alcanzan magnitudes $6.6 \leq M_w \leq 7.6$. Se ha seleccionado el valor máximo de PGA estimado en cada píxel de 500 m^2 del mapa. a) Integración de escenarios en roca ($V_s \geq 750$ m/s). b) Integración de escenarios con implicación del efecto suelo.

Perea et al., 2012). No obstante, la rotura no se transfiere a secciones próximas. Por tanto, las mayores aceleraciones asociadas a este terremoto afectarían al litoral entre los municipios de Torre vieja y Santa Pola, densamente poblados (Figura 6.8b). En esta zona y en la vega alta del río Segura se superarían los 0.5 g (máximo valor de 0.6 g en la zona de la desembocadura, próxima a la falla), produciéndose una importante amplificación debido al efecto de los suelos poco consistentes y saturados. El efecto de la amplificación sísmica haría que a lo largo de toda la cuenca del Bajo Segura se alcanzase un movimiento del suelo considerablemente mayor de lo estimado en roca, siendo mayor de 0.2 g en los grandes municipios de Orihuela y Elche. Asimismo, el efecto del bloque de techo es notable, aumentando la distribución de PGAs máximos hacia el sur de la traza, como se puede ver en el escenario en roca de la Figura C.2c del Anexo C.2. La distribución de PGA medido en el transecto B-B' perpendicular a la traza muestra que la curva desciende de forma difusa y no tan bruscamente como en otras fallas verticales (Figura 6.8b).

Estos escenarios representan, de manera determinista, las máximas medidas de intensidad de movimiento del terreno que podrían producirse en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales, de acuerdo con la sismicidad sintética de 100 ka de duración reproducida en este trabajo de investigación y el modelo de predicción empírica de la intensidad de movimiento propuesto por AKK14. En la Figura 6.9 se integran todos los escenarios más desfavorables propuestos, mostrando los valores de PGA (g) máximos alcanzados en cada píxel de 500 m^2 del mapa. Desde un punto de vista global, los terremotos máximos en el sistema de fallas modelizado, que alcanzan magnitudes de entre M_W 6.6 y 7.6 según la fuente, provocarían aceleraciones pico superiores a 0.5 g en todas las zonas próximas a dichas fallas (Figura 6.9a). En algunas zonas localizadas, sin embargo, estas aceleraciones podrían llegar a valores de PGA próximos a 0.7 g (Figura 6.9b) debido al efecto combinado de la presencia de suelos muy blandos con potencial de amplificar las ondas sísmicas durante esos grandes eventos.

6.3.2 Escenarios de PGA para magnitudes específicas basadas en periodos de retorno del catálogo sintético

Para la evaluación determinista que proponemos en este Capítulo, hemos seleccionado los terremotos máximos (mayor liberación de momento sísmico M_0) que se producen en las simulaciones con RSQSim de 100.000 años de duración en cada una de las fallas modelizadas. Dicho en términos probabilistas, si asumimos que los terremotos máximos del catálogo sintético estudiado son los máximos que se pueden producir en el sistema, la probabilidad de que se exceda la magnitud del escenario más desfavorable $P[m \geq M_{MAX}]$ es prácticamente nula para la ventana de exposición de 100 ka (Ecuación 6.1). No obstante, si quisiéramos evaluar tiempos de exposición t más cortos (p.ej., 50 años de vida útil de edificios ordinarios, o 100 años para estructuras de especial importancia), tendríamos que recurrir a la selección de magnitudes

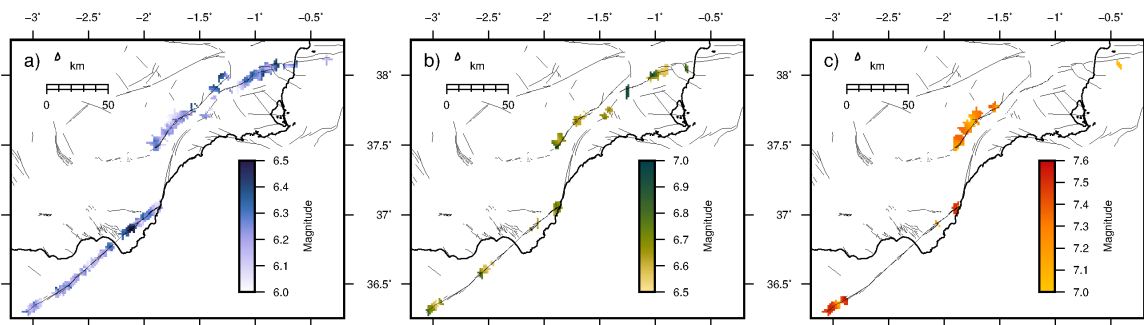


Figura 6.10: Localización de los epicentros de los terremotos sintéticos $M_W \geq 6.0$ obtenidos mediante las simulaciones con RSQSim, evaluando diferentes rangos de magnitudes: a) $6.0 \geq M_W > 6.5$; b) $6.5 \geq M_W > 7.0$; c) $M_W \geq 7.0$.

que cumplen con unos requisitos específicos en términos de probabilidad de excedencia, aún sin ser magnitudes máximas en el catálogo sintético. A continuación, exploramos escenarios para magnitudes correspondientes a la probabilidad de excedencia (*probability of exceedance*, POE) de un 5 y 10 % en un tiempo de exposición de 50 años. Nótese que no se trata de evaluar la probabilidad de excedencia del valor de PGA, que es un análisis convencional en los estudios probabilistas de la peligrosidad. Lo que perseguimos con esta estimación es evaluar otros escenarios sintéticos de magnitudes que, aún sin ser las más desfavorables, pueden causar efectos importantes en algunas de las zonas seleccionadas como críticas en la región de las Béticas Orientales para periodos de retorno menores. Por tanto, la aproximación no deja de ser determinista, pero seleccionamos las magnitudes del largo catálogo sintético mediante un análisis estadístico/probabilista de los numerosos eventos resultantes de la simulación de 100 ka de duración.

En este caso, hemos seleccionado los escenarios correspondientes a roturas simuladas en las fuentes sísmicas situadas en las áreas de la región con la sismicidad más frecuente (Figura 6.10), siendo las fallas con mayores tasas de deslizamiento promedio asignadas al modelo: la CF, las secciones sur de la AMF, y los segmentos *onshore* de la BSF (aunque en este último caso, podría haberse elegido indistintamente la sección noreste de la CAF, por su cercanía y tasa de deslizamiento). En primer lugar, se han seleccionado las magnitudes correspondientes a una POE del 10 % en un tiempo de exposición de 50 años (Figura 6.11a, 6.11b, y 6.11c), equivalente a un periodo de retorno de 475 años para nuestro catálogo de terremotos sintéticos (Figura 6.2a, línea verde). El rango de magnitudes resultante es M_W 6.1-6.2. En segundo lugar, se ha seleccionado una POE del 5 % en 50 años (Figura 6.11d, 6.11e, y 6.11f), equivalente a un periodo de retorno de 975 años asumiendo el intervalo de tiempo del catálogo (Figura 6.2a, línea azul), obteniéndose unas magnitudes de M_W 6.5-6.6. Este último escenario sería aproximadamente equivalente a considerar un POE del 10 % en una ventana de exposición de 100 años (si consideráramos la vida útil de estructuras de especial importancia), con un periodo de retorno, en este caso, de 950 años.

Para cada escenario, se ha tomado una superficie de rotura representativa entre las obtenidas en la simulación para el rango de magnitudes seleccionado. Mediante la aplicación de la ecuación de atenuación AKK14, y teniendo en cuenta el posible efecto de la amplificación local, se han estimado aceleraciones pico máximas superiores a 0.5 g en el terreno más cercano a las fuentes sísmicas, independientemente de la magnitud analizada. Las principales diferencias radican en la distribución del PGA (g) en función del área de rotura modelizada.

Las roturas representativas escogidas para ambos escenarios de POE para la CF (Figuras 6.11a y 6.11d) abarcan una extensión que afecta tanto a la parte *offshore* como a la parte continental del segmento norte, lo que permite evaluar su posible afectación a la zona litoral de Almería-Cabo de Gata. Observamos que, precisamente, los mayores valores de PGA se producen en esa zona costera y en la cuenca de Níjar, debido a la incidencia de los depósitos caracterizados como de alta susceptibilidad a la amplificación sísmica (suelos potentes con alto contenido arcilloso), además de por la cercanía a la rotura. Hay que enfatizar que un evento M_W 6.5-6.6 en el tramo *onshore* de esta falla produciría en el municipio de Níjar aceleraciones de hasta 0.43 ± 0.09 g (Figura 6.11d). En el área urbana de Almería, se alcanzarían aceleraciones superiores a 0.3 g.

En el escenario de la AMF para magnitudes M_W 6.1-6.2 (Figura 6.11a), la rotura afectaría a una fracción del plano de la sección Góñar-Lorca, lo que repercutiría notablemente en las áreas urbanas e infraestructuras situadas al sur del valle del Guadalentín: por ejemplo, Puerto Lumbreras (0.42 ± 0.00 g) y Lorca (0.36 ± 0.03 g). Para las magnitudes M_W 6.5-6.6 (Figura 6.11e) la rotura representativa tendría un área que abarcaría casi la longitud de las secciones del sur de la falla, entre Góñar y Totana, ampliando la extensión de los mayores PGAs hasta estas ciudades. En el municipio de Lorca, situado junto al epicentro resultante de la simulación, se estima un PGA de 0.51 ± 0.01 g.

En lo que respecta a los escenarios de la BSF, el área de rotura seleccionada llega a romper un 50% de la superficie de la sección de Hurchillo para las magnitudes M_W 6.1-6.2 (Figura 6.11c), y toda la superficie de la sección para las magnitudes M_W 6.5-6.6 (Figura 6.11f), siendo representativas de todas las roturas simuladas en las secciones *onshore*, según lo analizado en el catálogo sintético resultante. Hay que recordar en este punto que la BSF, a diferencia de las demás fuentes, se ha modelizado como una falla inversa (Alfaro et al., 2012), lo que parece limitar la propagación de la rotura a secciones/fallas adyacentes. Además, el buzamiento de $45-50^\circ$ de esta falla produciría a priori un importante efecto de bloque de techo al extender la distribución de los PGAs máximos (por encima de 0.5 g) a un área mayor, equivalente a la proyección de su plano de falla. No obstante, a diferencia de en la AMF (Figura 6.7a), este efecto entre los bloques de la falla es más difuso en la BSF, ya que la potencial amplificación de las ondas que se produciría en los suelos muy blandos y potentes situados al norte de la traza (en el bloque de muro), compensa la diferente atenuación al norte

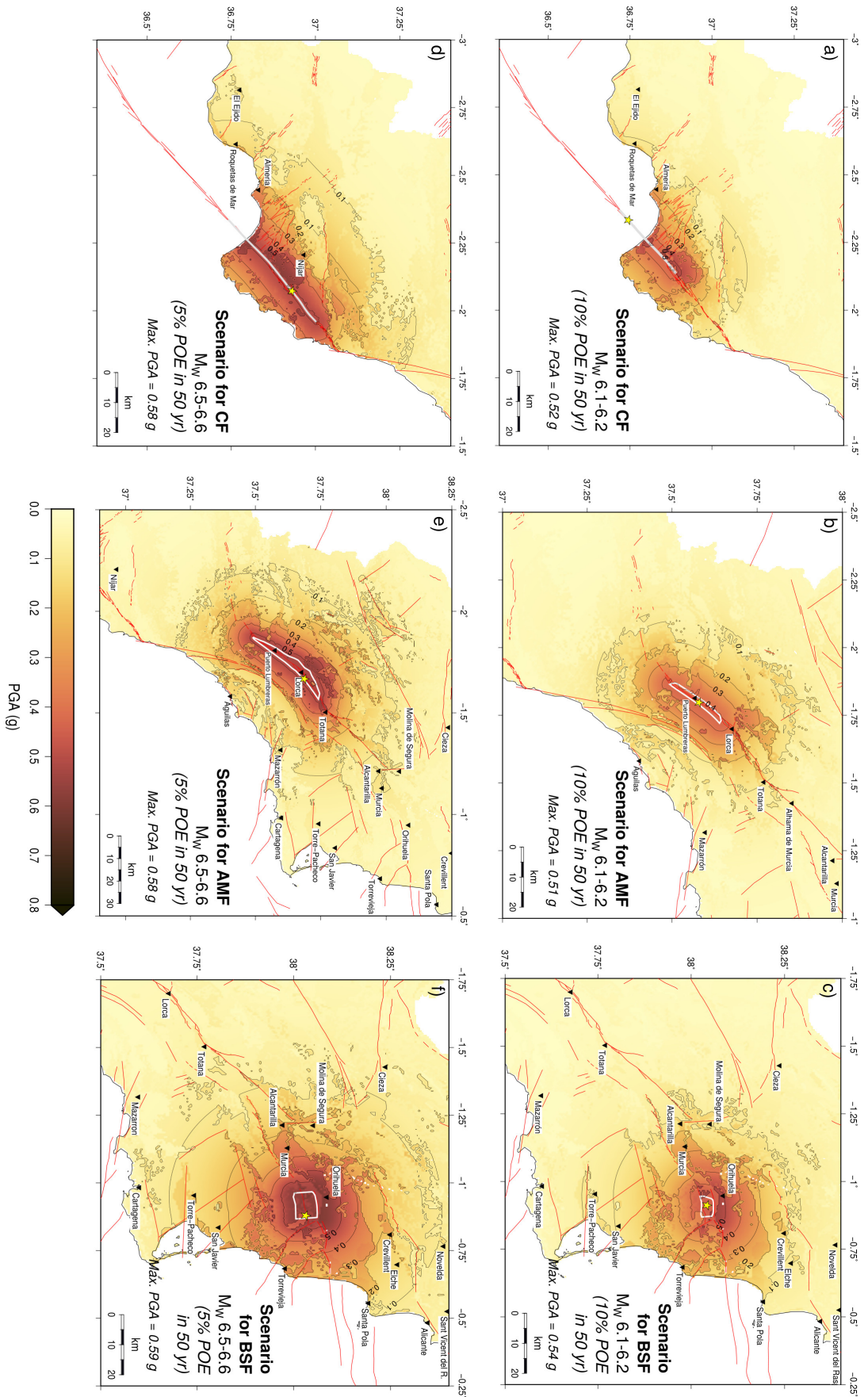


Figura 6.11: Escenarios de PGA (g) para determinados periodos de retorno de magnitudes, asumiendo que el catálogo de terremotos sintéticos obtenido representa completamente la sismicidad de la región. Se han seleccionado eventos representativos nucleados en las fallas de Carboneras (CF), Alhama de Murcia (AMF) y Bajo Segura (BSF). a) Escenarios de PGA (g) para las magnitudes M_w 6.1-6.2, correspondientes a una probabilidad de excedencia (POE) de un 10% en 50 años (periodo de retorno de 475). b) Escenarios de PGA (g) para las magnitudes M_w 6.5-6.6, correspondientes a una POE de un 5% en 50 años (periodo de retorno de 975 años).

y al sur que sí se observa en el escenario en roca (Figura C.4 del Anexo C.2). Como ya ocurría con los escenarios más desfavorables, la zona de la vega del río Segura y el litoral de Torrevieja serían las regiones donde se alcanzarían las aceleraciones más severas. Cabe destacar que el PGA alcanzado en las numerosas localidades próximas a la sección de falla superaría el valor de 0.5 g, destacando por su densidad de población el área urbana de Orihuela (0.50 ± 0.01 g en la Figura 6.11c y 0.57 ± 0.01 g en la Figura 6.11f).

6.4 Discusión

6.4.1 Implicación del modelo de fallas y de sismicidad sintética en los resultados

Las estimaciones de movimiento fuerte del suelo llevadas a cabo en este trabajo se basan en un modelo tridimensional de las principales fuentes sismogénicas del Sistema de fallas de las Béticas Orientales. La sismicidad sintética a largo plazo obtenida mediante simulaciones de terremotos se basa en las propiedades geométricas, friccionales y deformacionales de estas fallas modelizadas. Por tanto, los terremotos máximos alcanzados en la simulación de 100.000 años y, por ende, en las aceleraciones pico resultantes de esos eventos, dependen en buena parte de los parámetros establecidos para esas fallas (ver Tabla 5.3 del Capítulo 5). Los terremotos máximos alcanzados en el catálogo sintético se corresponden, lógicamente, con aquellas fuentes modelizadas con mayores tasas de deslizamiento medio estimado (Figura 6.10): en las secciones sur de la AMF, con tasas estimadas de 0.9 ± 0.1 y 1.2 ± 0.6 mm/a (Ferrater et al., 2017); y en la CF, con 1.3 ± 0.2 mm/a (Echeverría et al., 2015 y Moreno et al., 2015). En ambos casos, y según la estimación de movimiento fuerte con el modelo de predicción empírica de AKK14 incorporando el efecto suelo, se alcanzaría un valor de PGA de 0.6 g cerca de la fuente en el caso de que se produjese un terremoto máximo en estas dos fallas (Figuras 6.7a y 6.6a). Además, de acuerdo a nuestras simulaciones de ciclos sísmicos, estos eventos podrían producirse en varias ocasiones a lo largo de 100 ka. El terremoto máximo simulado en la AMF, de magnitud M_W 7.4, se nuclea hasta en 8 ocasiones a lo largo de la simulación, con tiempos inter-evento dispares de entre 7000 y 27000 años (Figura 5.6 del Capítulo 5). El máximo evento en la CF, M_W 7.6, se nuclea en varias ocasiones en la sección sur, con tiempos entre eventos de 6000 a 20000 años.

No obstante, si analizamos magnitudes probables en tiempos de exposición inferiores a 100 ka en función de la frecuencia de eventos simulados (Figuras 6.2 y 6.10), observamos otras dos secciones de falla que concentran una importante actividad dentro del sistema debido también a sus moderadas tasas de deslizamiento: la sección norte de la CAF (0.6 ± 0.4 mm/a; Martín-Banda et al., 2021) y las secciones *onshore* de la BSF (0.40 ± 0.11 mm/a en el segmento de Hurchillo; Alfaro et al., 2012; Borque et al., 2019). La BSF presenta además

dos rasgos geométricos y cinemáticos en su modelización que merecen la realización de un escenario particular. Por un lado, estos segmentos de falla presentan una cinemática de falla inversa (Alfaro et al., 2012; Taboada et al., 1993), y han sido modelizadas como tal en nuestro modelo, lo que parece dificultar su capacidad de propagar la rotura entre segmentos y, por ende, influye en la extensión de la rotura, como se ha explicado en el apartado 5.5.4 del Capítulo 5. En consecuencia, el terremoto máximo simulado en esta falla (Figura 6.8b) se nuclea en el segmento *offshore*, que se ha cartografiado con mayor longitud que los segmentos continentales, pudiendo extenderse la rotura por toda su superficie. Por otro lado, las secciones de la BSF se han modelizado con un buzamiento de 45° (ver buzamientos de las fallas del modelo y referencias en el Anexo B.1), lo que tiene incidencia en la distribución del PGA estimado sobre el bloque de techo de la fuente. En el transecto B-B' de la Figura 6.8b se aprecia este efecto en la curva de atenuación del PGA con la distancia, que disminuye más bruscamente al norte de la traza que al sur. No obstante, en los escenarios para magnitudes probables (Figuras 6.11c y 6.11f) que modelizan roturas representativas en una de las secciones *onshore*, se aprecia que el efecto de bloque de techo de la BSF es más difuso ya que queda compensado por la elevada amplificación estimada al norte de la traza debido a potencias considerables de suelos arcillosos. En cualquier caso, la geometría de esta falla combinada con el efecto local condicionan que, para magnitudes M_W 6.5-6.6, correspondientes a una probabilidad de excedencia del 5% en 50 años, los valores de $PGA > 0.5$ g generados cerca de la fuente afectarían a una superficie de unos 20×20 km^2 , incidiendo directamente en los numerosos municipios situados en ese espacio (p.ej., Orihuela). El efecto del bloque de techo también se aprecia en otras fallas no verticales del sistema, como la AMF (Figura 6.7a), modelizada con un buzamiento de $55-65^\circ$, donde se alcanzan los mayores valores de PGA sobre el plano de bloque de techo de la falla, siendo la atenuación más difusa en los primeros kilómetros cerca de la fuente (ver transecto A-A' de la Figura 6.7a). Esta observación pone de manifiesto la importancia de considerar la geometría no vertical y otras geometrías 3D complejas en el estudio de la amenaza sísmica.

En este sentido, hemos representado además roturas cosísmicas resultantes de la transferencia del deslizamiento a secciones contiguas o paralelas del modelo de fallas. Concretamente, los terremotos máximos del catálogo sintético en la AMF y la CF se corresponden a roturas complejas que “saltan” a la PF y la LTF, respectivamente, deslizando solo una parte de las mismas (Figuras 6.3a y 6.3b). Como se explicó en el Capítulo 5, la simulación de terremotos basado en nuestro modelo de fallas muestra que la rotura de los grandes terremotos nucleados en la AMF, con mayor frecuencia tiende a propagarse a lo largo de las secciones al sur y a continuación se detiene y re-nuclea en segmentos paralelos, situados a una distancia de unos 7 km, en lugar de romper toda la extensión de la falla. Esto se explicaría por las menores tasas de deslizamiento estimadas en las secciones al NE de la AMF (Tabla 6.3), que dificultan la sincronización de los segmentos en su límite de rotura; y/o por la cercanía y la orientación

de las secciones involucradas, que favorecen la transferencia de esfuerzos (Oglesby, 2008). Simular el movimiento fuerte del suelo previsible para roturas complejas de estas características nos parece una cuestión a tener en cuenta en la elaboración de mapas de aceleraciones para estudios de peligrosidad. Como observamos en la Figura 6.7a, si bien no implicaría un aumento del PGA máximo alcanzado (AKK14 calcula la intensidad de movimiento a partir de una única magnitud dada y una superficie de rotura con deslizamiento homogéneo), sí tendría relevancia en la distribución espacial del PGA y, por tanto, en la peligrosidad. En este trabajo se modeliza exclusivamente el área de rotura resultante del evento en cuestión; pero observamos que el deslizamiento sobre el plano de rotura sería notablemente mayor en la AMF que en la LTF (Figura 6.3a). Si quisiéramos modelizar eficazmente las aceleraciones asociadas a un evento considerando el deslizamiento diferencial que ocurre a lo largo de la dirección de la falla como consecuencia de la rotura (o incluso roturas *off-fault* distribuidas), es preferible acudir a otras aproximaciones, como el análisis de peligrosidad de deslizamiento de fallas probabilista (Nurminen et al., 2020; Youngs et al., 2003), y/o modelos dinámicos que simulan desplazamientos sobre y fuera de la falla (e.g., Douilly et al., 2015) y que predican directamente las aceleraciones resultantes.

Por consiguiente, se pone de manifiesto que si la modelización de frecuencias y de áreas de rotura es sensible a las geometrías y tasas de deslizamiento asignadas a las fallas, también lo es, lógicamente, la estimación de medidas de intensidad del movimiento en estudios de peligrosidad. Es necesario seguir ahondando en el estudio de las geometrías complejas de las fallas de las Béticas Orientales (especialmente en profundidad) y en la estimación de tasas de deslizamiento en aquéllas donde el conocimiento es escaso y la representatividad de los datos actuales es menor, como en la Falla de Palomares.

6.4.2 Implicación del modelo de atenuación: comparación con estudios previos

En esta investigación hemos utilizado el reciente modelo de atenuación europeo de Akkar et al. (2014) (AKK14) para la estimación de valores de PGA considerando, primero, una $V_{S30} = 750$ m/s en terreno rocoso. Posteriormente, se han multiplicado los valores de PGA_{REF} por factores de amplificación estimados a partir de una zonificación de las formaciones superficiales en función de las propiedades geotécnicas que repercutirían en la respuesta sísmica frente a un terremoto.

Es habitual en estudios de peligrosidad sísmica (comúnmente desde una aproximación probabilista) seleccionar un conjunto de ecuaciones de predicción de movimiento (GMPE) para considerar las incertidumbres epistémicas asociadas a las medidas de intensidad de movimiento fuerte del suelo. Sin embargo, el objetivo principal de nuestro análisis se centra en caracterizar el evento correspondiente al escenario sísmico más desfavorable desde un

enfoque determinista, aspirando a proporcionar valores orientativos que ayuden a definir un terremoto de diseño, y que complementen otras metodologías puramente probabilistas como la elaboración de árboles lógicos y los métodos de desagregación. Por todo ello, en este trabajo se ha empleado una única ecuación de atenuación para facilitar la comparación entre los múltiples escenarios reproducidos y así analizar la implicación de la sismicidad sintética obtenida en la peligrosidad sísmica de la región. Hemos seleccionado el modelo de AKK14 porque deriva de bases de datos exclusivos de la región europea, su formulación es sencilla y de fácil implementación, presenta un rango de aplicabilidad de hasta 200 km, y considera la distancia a la proyección de la rotura en superficie, R_{JB} .

No obstante, para examinar la sensibilidad del modelo de atenuación a las características de los escenarios propuestos (magnitudes, geometrías, cinemática y tasas de deformación de las fallas), hemos llevado a cabo también estimaciones de PGA en condiciones de roca ($V_{S30} = 750$ m/s) con la ecuación de atenuación de Campbell y Bozorgnia (2014) (en adelante, CB14). CB14 es un modelo con datos globales del *NGA-West2 Ground Motion Project* (Bozorgnia et al., 2014), que incluye una calibración con la profundidad hipocentral y el buzamiento del plano de falla. Debido a las numerosas componentes de esta formulación, para los cálculos con CB14 se ha empleado el software OpenSHA (*Open-Source Seismic Hazard Analysis*; Field, Jordan y Cornell, 2003), que nos permite resolver múltiples tipos de medidas de distancia. La ejecución de los mapas y curvas de PGA se ha realizado de nuevo con GMT (Wessel et al., 2013). Como en el caso de los escenarios para periodos de retorno de magnitud específicos, hemos escogido los eventos de 3 fallas con características particulares para poder evaluar así su sensibilidad al modelo de atenuación: la Falla de Carboneras (CF), modelizada como una falla subvertical (buzamiento $\sim 85^\circ$) casi direccional (cabeceo de 10°); la Falla de Alhama de Murcia (AMF), de cinemática oblicua (cabeceo de 20° - 40°) y buzamiento medio asignado de 55° ; y la Falla del Bajo Segura (BSF), inversa pura y con buzamiento medio de 50° . La Figura 6.12 muestra la distribución de la intensidad de movimiento de 3 eventos máximos calculados con CB14 (arriba) y la diferencia con respecto a la estimación calculada con AKK14 (abajo) para una V_{S30} homogénea de 750 m/s. Estos mapas evidencian que, si bien la distribución de PGA con la distancia es similar en ambos modelos de atenuación, existen algunas diferencias en las máximas aceleraciones alcanzadas sobre los planos de falla con un buzamiento medio-alto. Este efecto de bloque de techo próximo a la falla se aprecia bien en las curvas de PGA estimadas sobre transectos transversales a la falla (Figura 6.13b, en color verde). En el evento máximo de la AMF (M_W 7.4), el modelo de CB14 calcula un incremento de alrededor de 0.25 g sobre el plano inclinado de falla con respecto a la estimación de AKK14, mientras que para el resto de distancias la atenuación es prácticamente la misma. Por el contrario, para el escenario de la CF subvertical (M_W 7.6) los resultados de PGA con ambas aproximaciones son muy similares. Nótese que las curvas del escenario de la BSF (M_W 7.1) no representan los valores máximos sobre el plano *offshore*, dado que el transecto se desplazó hacia el oeste para

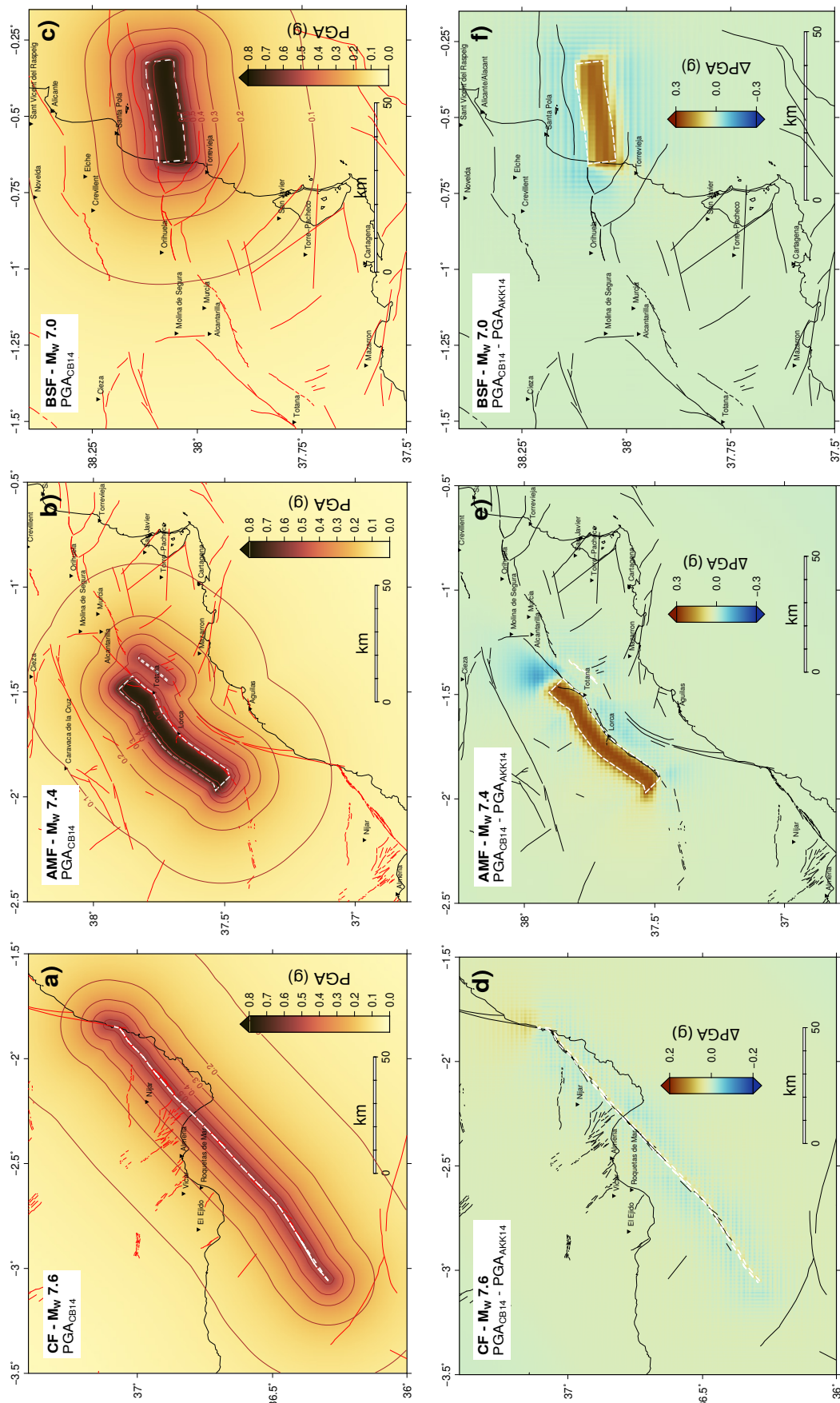


Figura 6.12: Distribución de PGA (g) de 3 eventos máximos calculados con el modelo de atenuación de Campbell y Bozorgnia (2014) (arriba: a, b, c) para una $V_{S30} = 750$ m/s, y la diferencia con los resultados en roca calculados con Akkar et al. (2014) (abajo: d, e, f). Los escenarios representados son los eventos más desfavorables en: a) y d) la Falla de Carboneras (CF); b) y e) la Falla de Alhama de Murcia (AMF); c) y f) la Falla del Bajo Segura (BSF).

poder analizar los resultados obtenidos considerando el efecto suelo (curva de color negro). Observamos, por tanto, que el efecto de bloque de techo se atenúa fuera de la proyección horizontal del plano de falla.

Asimismo, se ha realizado el mismo test de sensibilidad para los escenarios con un periodo de retorno de magnitudes de 475 años en nuestro catálogo sintético, correspondiente a magnitudes de M_W 6.1-6.2 (Figura 6.13c). Las roturas en estos escenarios son más pequeñas y la profundidad hipocentral, por consiguiente, es más superficial. En esta ocasión, se observa que las estimaciones realizadas con CB14 son, en general, ligeramente superiores a las de AKK14 a cualquier distancia, también en la CF. No obstante, observamos que esta discrepancia se acentúa sobre el bloque de techo de las fallas, incrementándose entre 0.10 y 0.15 g en las proximidades a la traza, siendo el efecto más notable en la AMF y la BSF. En este caso, el evento representativo de la BSF se produce en uno de los segmentos *onshore*, para el que se ha obtenido un perfil de valores de PGA que sí evidencia la diferencia entre AKK14 y CB14 cerca de la traza. Vemos que las fallas de Alhama de Murcia y Bajo Segura pueden ser más sensibles a la elección de un modelo de atenuación debido a su geometría cerca de la traza, mientras que el escenario de la Falla de Carboneras parece menos sensible al modelo de atenuación escogido cuanto mayor es la magnitud evaluada.

Entre los estudios previos de peligrosidad en el SE de la Península Ibérica, se han empleado frecuentemente combinaciones de modelos de atenuación (GMPE) globales o de regiones afines, como los recogidos en el *NGA Project* (Power et al. 2008). Benito et al. (2012) comparan registros de acelerómetros correspondientes al terremoto de Lorca de 2011 (M_W 5.1) con los PGA obtenidos a partir de varios modelos de atenuación, entre ellos el de Akkar y Boomer (2010) (antecedente de AKK14). En este trabajo se concluye que, a grandes rasgos, todos los modelos de predicción del movimiento fuerte analizados (Abrahamson y Silva, 2008; Akkar y Boomer, 2010; Campbell y Bozorgnia, 2008; y Chiou y Youngs, 2008) alcanzan resultados muy satisfactorios de atenuación a largas distancias con respecto a los registros reales de acelerómetros, pero infraestiman los valores de aceleración cerca de la fuente.

Más recientemente, Gómez-Novell et al. (2020b) realizan una evaluación probabilista de la peligrosidad en las Béticas Orientales en base a modelos sintéticos de frecuencias basadas en las tasas de deslizamiento de las fallas (Gómez-Novell et al., 2020a; ver comparativa en la Figura 5.13). Estos autores emplean el modelo de atenuación de CB14 para estimar aceleraciones PGA. Si bien los valores de intensidad de movimiento de los escenarios deterministas no son estrictamente comparables con la aproximación probabilista de Gómez-Novell et al. (2020b), de manera orientativa correlacionaremos los valores de PGA que obtienen para un 10 % POE en 50 años con los obtenidos en nuestro trabajo, que se corresponden en el catálogo sintético con magnitudes de M_W 6.1-6.2 (Figura 6.13c). Las estimaciones probabilistas de Gómez-Novell et al. (2020b) (curvas discontinuas de color rojo en la Figura 6.13c), con res-

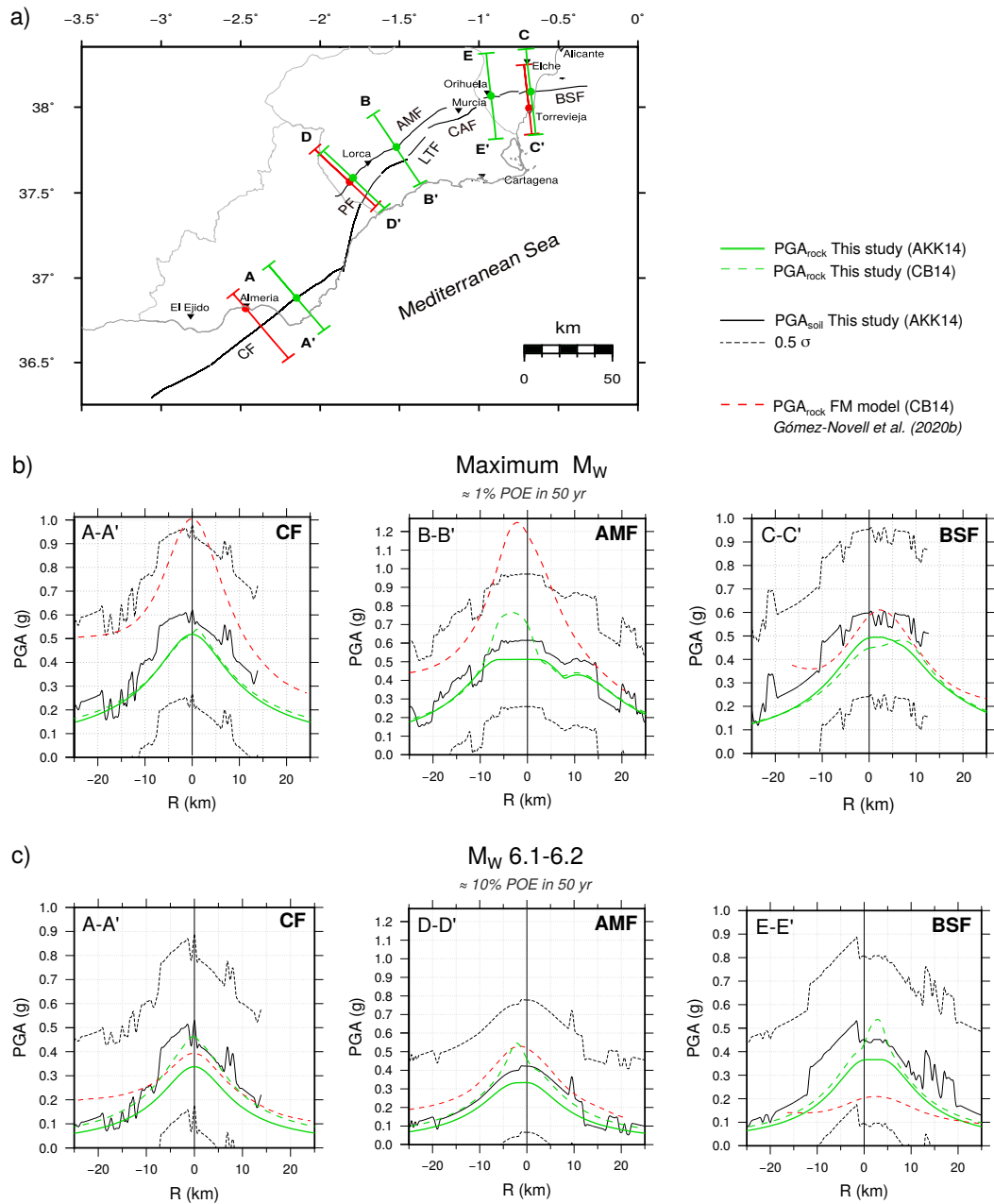


Figura 6.13: Distribución de aceleraciones pico PGA (g) en función de la distancia a la traza, resultantes de los escenarios deterministas evaluados en las fallas de Alhama de Murcia (AMF), Carboneras (CF) y Bajo Segura (BSF), para condiciones de roca (en color verde) e incluyendo el efecto de amplificación (en negro). Los PGA obtenidos con el modelo de atenuación de AKK14 se muestran en línea continua, mientras que los calculados mediante CB14 se representan en línea discontinua. Los resultados se comparan con las estimaciones de Gómez-Novell et al. (2020b), en línea roja discontinua, que fueron realizadas también con las ecuaciones de CB14 para el 1 y 5% POE en 50 años (periodos de retorno (PR) de 4975 y 475 años). a) Localizaciones de los transectos transversales a las fallas utilizados. En A-A', B-B' y E-E' se han hecho coincidir los valores en $R=0$ km para facilitar la comparación entre transectos diferentes. b) Escenarios de magnitudes máximas alcanzadas en cada falla. c) Escenarios de magnitudes M_W 6.1-6.2 (PR=475 años en el catálogo sintético).

pecto a las calculadas también con CB14 en nuestra aproximación determinista, son bastante similares si prestamos atención a las aceleraciones máximas alcanzadas cerca de la fuente en la AMF y la CF (transectos A-A' y D-D' de la Figura 6.13c). Aún así, difieren unos 0.05 a 0.1 g en la distribución de la atenuación con la distancia, siendo algo mayores los resultados de Gómez-Novell et al. (2020b). La principal discrepancia la encontramos en el escenario correspondiente a la BSF, donde las estimaciones de PGA obtenidas mediante CB14 en nuestro estudio determinista son más de dos veces superiores a las estimaciones de Gómez-Novell et al. (2020b).

Por el contrario, si consideramos los resultados de peligrosidad de estos autores para un periodo de retorno de 4975 años (1 % POE en 50 años) como los más desfavorables (Figura 6.2a), y los comparamos con los escenarios máximos del presente trabajo (Figura 6.13b), descubrimos diferencias muy notables en las estimaciones para la AMF y la CF. Gómez-Novell et al. (2020b) estiman valores máximos aproximados de PGA sobre la fuente de 1.0 g y 1.2 g en la CF y la AMF, respectivamente (curvas discontinuas de color rojo en la Figura 6.13b), lo que supone una discrepancia de 0.4-0.5 g con respecto a nuestras estimaciones con la misma ley de atenuación. Las discrepancias observadas entre ambas aproximaciones en este caso podrían estar relacionadas con que el modelo de Gómez-Novell et al. (2020b) se basa en unas frecuencias y tasas de deformación asignadas que pueden diferir de las obtenidas en nuestro modelo de sismicidad sintética. Por ejemplo, estos autores modelizan la sección AMF-1 de la Falla de Alhama de Murcia con una mayor tasa de deslizamiento (1.65 ± 0.05 mm/a) que la tasa media asignada en nuestro modelo (1.10 mm/a; Tabla 5.3), lo que puede suponer una mayor frecuencia de eventos, una mayor magnitud máxima y una mayor contribución de esta sección de falla a la peligrosidad de la zona. En cualquier caso, hay que señalar que esta estimación, al ser probabilista, depende más de una tasa de deslizamiento acumulada, mientras que en el trabajo que presentamos aquí el cálculo del valor de PGA se realiza a partir de una magnitud, desde una aproximación determinista. No obstante, consideramos que la comparación es necesaria, ya que pone de relieve las posibles discrepancias (y también similitudes) que pueden surgir al abordar el análisis de la peligrosidad en la misma región desde dos aproximaciones distintas pero de uso común: la probabilista y la determinista.

6.4.3 Implicación de los escenarios de PGA con efecto local en los principales núcleos urbanos

Entre las estimaciones de intensidad de movimiento del suelo más desfavorables, observamos que algunas zonas del territorio evaluado alcanzan valores considerables de máxima aceleración pico (Figura 6.9), ya sea por la cercanía a las fuentes sísmicas modelizadas, por la concentración de depósitos de suelos geotécnicamente blandos o por la combinación de ambos factores. Debido a que la amplificación de las ondas sísmicas durante un terremoto puede ser

notable a grandes distancias cuando el PGA calculado en roca es inferior a 0.2 g (Tabla 6.3), no se debería desdeñar la peligrosidad a la que estarían expuestas determinadas zonas del territorio, aun estando muy alejadas de la fuente del terremoto máximo. A continuación, se explorarán los PGA alcanzados en estas zonas críticas y los factores que los condicionan, de acuerdo con los resultados obtenidos mediante AKK14.

La región donde se localiza el sistema de fallas de las Béticas Orientales se encuentra densamente poblada, y los municipios comúnmente se emplazan sobre morfologías de llanura, (i.e., sedimentos de origen aluvial-fluvial de los tipos IV a VI; ver Tabla 6.2); y en la zona litoral (i.e., depósitos costeros, con predominio de suelo tipo IV y V). Entre estas zonas se encuentran la costa sur de Almería, el corredor del Guadalentín, la vega del río Segura y la costa sureste de Alicante (Figura 6.4a). Hemos seleccionado algunos municipios de la región con más de 30k habitantes con el objetivo de analizar las aceleraciones resultantes en cada uno de los escenarios máximos, así como su potencial de amplificación (Figura 6.14). Se ha definido un *buffer* de 3 km de diámetro en torno a dichos municipios (5 km en Murcia, Torreveja y Almería debido al gran tamaño de su superficie urbana) para incorporar una incertidumbre en la estimación de PGA, especialmente en aquellos casos en los que el área urbana se emplaza sobre más de un tipo de suelo. Los municipios en cada gráfico (en azul) se ordenan en función de la distancia. Los cuadrados con color rojo más intenso representan estimaciones de aceleración pico resultantes de una amplificación superior al doble del PGA en roca. Vemos que éstas se asocian, en ocasiones, a localizaciones situadas a más de 20 km de la fuente del terremoto máximo en los escenarios de la AMF, la PF, la LTF y la BSF (Figura 6.14a, c, d y f).

Aunque en la mayoría de los casos el efecto local por el tipo de suelo de los emplazamientos seleccionados a grandes distancias no alcanza a superar el PGA estimado en áreas urbanas situadas cerca de la superficie de rotura, los valores que alcanzan municipios al NE de la región, como Murcia capital, Orihuela y Torreveja, no son nada desdeñables a pesar de la atenuación de las ondas sísmicas por la distancia. Por ejemplo, en el caso de una rotura completa de la LTF (Figura 6.7b), se estima que los valores de aceleración pico alcanzado en Murcia (0.24 ± 0.02 g) serían bastante superiores a los calculados en el municipio de Lorca (0.15 ± 0.02 g) a pesar de encontrarse éste último a menor distancia (Figura 6.14d). Similar comportamiento se observa en el caso de una rotura de la sección *offshore* de la BSF (Figura 6.8b): en Orihuela se alcanzaría un valor de PGA notablemente mayor (0.31 ± 0.01 g) al alcanzado en Elche (0.24 ± 0.00 g), que se encuentra a menor distancia del epicentro del evento más desfavorable (Figura 6.14f). No obstante, la aceleración máxima del escenario para la BSF se alcanzaría en el área urbana de Torreveja (0.48 ± 0.06 g), situado a 8 km de la fuente y sometido también a un moderado efecto local. Murcia y Orihuela se localizan predominantemente sobre depósitos de arcillas y limos saturados de gran potencia, que hemos clasificado como suelos geotécnicos de tipo V y VI (Tabla 6.2.3.1 y Figura 6.4b); y Torreveja

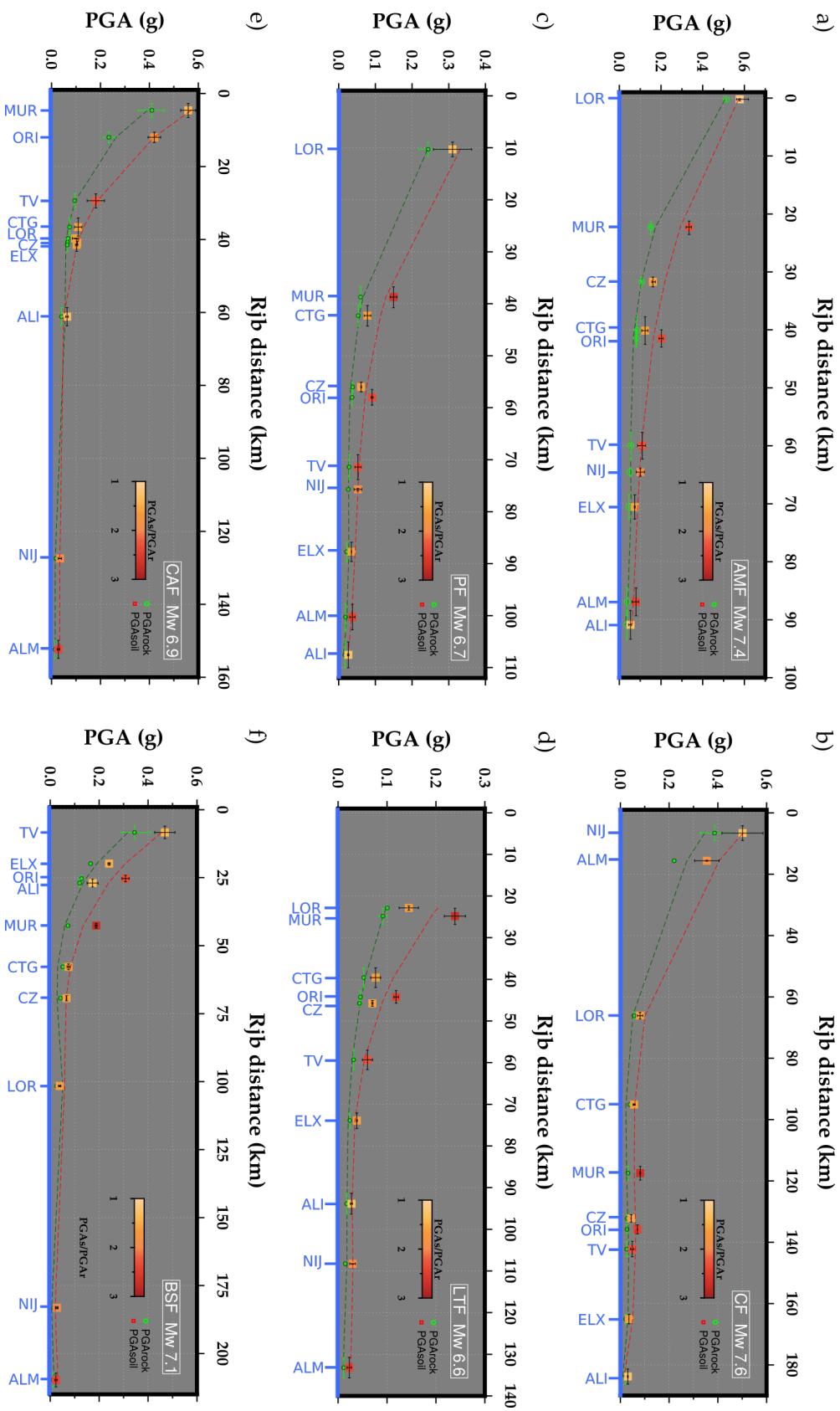


Figura 6.14: Estimaciones de PGA (g) alcanzadas en municipios de la región de las Béticas Orientales (SE de España) con más 30.000 habitantes durante los eventos máximos simulados en este trabajo en las fallas de a) Alhama de Murcia (AMF), b) Carboneras (CF), c) Palomares (PF), d) Los Tollos (LTF), e) Carrascosy (CAF), y f) Bajo Segura (BSF). En verde, se muestran las PGA estimadas para emplazamientos en roca ($V_{s,rock}=750$ m/s), y en colores cálidos, las obtenidas teniendo en cuenta el efecto suelo, considerando desde nula amplificación ($PGA_{soil}/PGA_{rock} = 1$) a 3 veces el valor de PGA_{rock} . Los municipios analizados son, de sur a norte: Níjar (NIJ), Almería (ALM), Lorca (LOR), Cartagena (CTG), Murcia (MUR), Cieza (CZ), Orihuela (ORI), Torre Vieja (TV), Elche (ELX) y Alicante (ALI).

se emplaza sobre potentes suelos margosos y areno-arcillosos con bastante plasticidad (tipo IV-V). Esta zona situada en la cuenca del Bajo Segura (Figura 6.4b), cuyos suelos presentan características que favorecen el fenómeno de la amplificación de ondas sísmicas durante un terremoto, se ha caracterizado también como altamente susceptible a la licuefacción (Alfaro et al., 2001; Delgado et al., 2003), lo que tendría importantes consecuencias en el emplazamiento de estructuras.

En el caso del escenario máximo simulado en la CF (Figura 6.6a), las aceleraciones PGA que experimentan los citados municipios del NE del sistema (Murcia, Orihuela y Torrevieja) resultan atenuadas por la distancia de más de 100 km a la fuente, siendo los valores resultantes inferiores a 0.1 g (Figura 6.14b). Aún así, experimentan bastante amplificación con respecto a los valores de PGA en roca. En este escenario, las mayores aceleraciones pico se alcanzan en el municipio de Níjar y la ciudad de Almería, donde se estiman valores de PGA de 0.50 ± 0.07 g y 0.37 ± 0.06 g, respectivamente.

Según los resultados obtenidos en nuestros escenarios, en ocasiones el efecto conjunto de la cercanía a la rotura y el efecto local tienen una mayor repercusión en el PGA alcanzado que la magnitud del terremoto. Por ejemplo, el evento más desfavorable de la CAF (M_W 6.9) generaría en Murcia una aceleración similar (~ 0.6 g) a la alcanzada en Lorca debido a un terremoto máximo M_W 7.4 en la AMF (siendo menor la distancia epicentro-municipio; Figura 6.14e), e incluso mayor a la que se produciría en Níjar para un evento máximo M_W 7.6 en la Falla de Carboneras (Figura 6.14b).

Por consiguiente, algunas zonas de la región de estudio parecen ser más susceptibles a alcanzar valores de PGA muy altos debido a la combinación de una elevada magnitud del evento, su cercanía a potenciales fuentes sísmicas generadoras del terremoto, y por el emplazamiento de suelos de consistencia muy blanda con capacidad de amplificar el movimiento del terreno. De este modo, las grandes roturas sísmicas que podrían producirse en las fallas que bordean el valle del Guadalentín (Figura 6.9b) suponen una enorme incidencia en la peligrosidad de esta zona densamente poblada. También son notables los valores relativos alcanzados en los municipios de la cuenca de Murcia y sur de la cuenca del Bajo Segura, que denotan una fuerte influencia de los factores asignados de amplificación por la presencia de potentes depósitos de suelos limo-arcillosos (Figura 6.8b), parte de ellos además susceptibles a la licuefacción.

6.4.4 Síntesis de limitaciones y prospectiva

La evaluación determinista llevada a cabo estima la intensidad del movimiento del suelo (en términos de aceleración pico, PGA (g)) resultante de una determinada magnitud simulada y una geometría de rotura representativa. Asumimos, por tanto, que la simulación con

mejor ajuste y una duración de 100 ka es suficiente para reproducir lo más fielmente posible la recurrencia y las magnitudes máximas asociadas a los ciclos sísmicos de las fallas de este sistema. No obstante, en el Capítulo 5 se discutían algunas limitaciones propias del código de simulación, entre ellas, la dificultad de incorporar las incertidumbres de los datos de entrada (tasas de deslizamiento, cabeceos, propiedades friccionales, etc.) a los resultados de magnitudes y frecuencias del catálogo sintético. Con el método de calibración con datos sísmológicos/paleosismológicos reales se obtiene una aproximación muy satisfactoria (apartado 5.4), pero la propagación de incertidumbres en futuros trabajos, quizá con la combinación de otras metodologías, permitiría además obtener resultados más compatibles con los métodos probabilistas de estimación de la peligrosidad.

Como se ha discutido anteriormente, uno de los puntos críticos de la estimación del movimiento fuerte, ya sea desde un enfoque determinista o probabilista, es la asignación de un modelo de atenuación. En este trabajo se aborda la implicación de terremotos de magnitudes grandes ($M_W > 6$) y poco frecuentes en la peligrosidad, de los cuales no existe registro instrumental de aceleraciones en esta región que se pueda emplear para calibrar dichas ecuaciones de predicción del movimiento del terreno. Esto dificulta enormemente la elección de un modelo de atenuación o la asignación de pesos a un conjunto de modelos. Además, como se ha visto, existen notables diferencias entre ecuaciones, sobre todo para los valores de aceleración pico obtenidos cerca de la fuente.

En este trabajo, se ha realizado una aproximación al posible efecto de amplificación de las ondas sísmicas durante un terremoto. Dada la gran escala de la zona estudio, la evaluación de la potencial amplificación de las ondas por la presencia de suelos blandos ('efecto suelo') se ha realizado teniendo en cuenta la litología superficial enormemente heterogénea de las Béticas Orientales, a modo de aproximación a las propiedades dinámicas de los materiales en los primeros 30 metros de profundidad. No es posible considerar, en este caso, las anisotropías de la corteza heterogénea, que condicionan la respuesta no lineal de los suelos durante un gran terremoto. Se ha evidenciado que efectos no lineales, como el aumento de la amortiguación y la reducción de la velocidad de ondas de corte, pueden producir la deamplificación del movimiento fuerte (evidente a partir de valores de PGA superiores a 0.1 g), acompañado de cambios en las frecuencias de resonancia (Berenev y Wen, 1996; Wen et al., 1994). En este sentido, algunos autores han examinado ampliamente la variabilidad espacial de las distintas medidas de intensidad del movimiento (Bradley, 2014). La designación del factor de amplificación (BSSC, 2015) no tiene en cuenta otros factores que repercuten en las interacciones dinámicas de las ondas sísmicas durante un terremoto, por ejemplo, efectos del pulso de directividad o interacciones de ondas por efecto de irregularidades de la topografía o la geometría de las cuencas.

A pesar de las citadas limitaciones, la caracterización de suelos llevada a cabo en este

trabajo de investigación permite delimitar algunas zonas de la región de estudio que son susceptibles a efectos locales durante un terremoto de gran magnitud debido a la tipología de suelos, prestando atención a zonas distantes a la fuente con movimiento *a priori* débil que pueden experimentar una amplificación inesperada. Sugerimos que estas zonas necesitarían una valoración en detalle mediante la caracterización *in situ* de perfiles de propiedades dinámicas a través de otras técnicas y estudios locales. Entre las alternativas a considerar en futuros trabajos está la modelización dinámica que, a diferencia de los modelos cuasi-dinámicos como RSQSim y los modelos empíricos de predicción del movimiento fuerte, reproducen la propagación de la onda sísmica y las aceleraciones del suelo mediante la simulación de sismogramas sintéticos (e.g., Douilly et al., 2015; Wollherr et al., 2019), considerando también medios viscoelásticos y la consiguiente incorporación del comportamiento no lineal de los suelos a las simulaciones (e.g., Bradley, 2019). Asimismo, se podría contemplar la estimación de otros parámetros representativos del movimiento fuerte en lugar del PGA, como las aceleraciones espectrales, velocidades pico (PGV) y desplazamientos, todos ellos muy utilizados en el diseño sísmico de estructuras y la evaluación del riesgo.

En definitiva, y a pesar de estas limitaciones, los escenarios que se presentan aquí permiten valorar el alcance de las aceleraciones PGA que podrían producirse durante los terremotos máximos estimados en cada una de las fuentes sismogénicas de las Béticas Orientales, así como otros terremotos probables potencialmente destructivos. Se espera que los escenarios de ‘peor caso’ puedan orientar en la definición de terremotos de diseño y las magnitudes máximas de los modelos de sismicidad empleados en estudios puramente probabilistas. Al basarnos en un catálogo sintético reproducido a partir de las propiedades físicas de las fallas y las interacciones de esfuerzos entre ellas, nuestros escenarios contemplan geometrías de la rotura representativas, algunas de las cuales son complejas e involucran a varios segmentos y fallas, lo que repercute en la distribución espacial de la peligrosidad.

6.5 Conclusiones

En este trabajo exploramos cómo influirían en la amenaza sísmica los grandes terremotos muy poco frecuentes que se nuclean en las simulaciones de sismicidad sintética de larga duración basadas en el modelo de fallas de las Béticas Orientales y la interacción de esfuerzos entre ellas. Desde una aproximación determinista y empleando un modelo de atenuación, se han elaborado escenarios de intensidad del movimiento del suelo en términos de aceleraciones pico alcanzadas, PGA (g). Asimismo, incorporamos a la evaluación el posible ‘efecto suelo’ debido a las características del terreno, que puede inducir un fenómeno de amplificación del movimiento durante el evento. Para ello, se realiza un análisis geotécnico regional de los materiales geológicos sobre los que se emplazan áreas urbanas densamente pobladas.

Los terremotos que alcanzan las mayores magnitudes en el catálogo sintético, con hipocentros en la Falla de Carboneras (M_W 7.6), la Falla de Alhama de Murcia (M_W 7.4) y la Falla de Bajo Segura (M_W 7.1), producirían unas aceleraciones PGA ligeramente superiores a 0.6 g en el entorno más próximo a la traza. En los tres casos se estima un incremento notable de PGA por amplificación debido a la presencia de depósitos blandos próximos. En la Falla del Bajo Segura, el efecto de la amplificación llega a incrementar hasta 0.2 g las medidas de PGA estimadas en roca, siendo persistente hacia el norte de la traza debido a potentes suelos arcillosos saturados que rellenan buena parte de la Cuenca del Bajo Segura. En la Falla de Alhama de Murcia, observamos un incremento de PGA de hasta 0.1 g, especialmente notable sobre el plano de falla. Esto pone de manifiesto un importante efecto de bloque de techo en las fallas con moderado buzamiento, que no observamos en la falla subvertical de Carboneras, donde el efecto local se hace notable en la Cuenca de Níjar (incremento > 0.1 g) pero presenta una distribución de PGA que se atenúa a menor distancia de la fuente que en las otras dos fallas.

Algunas zonas de la región de estudio parecen ser más susceptibles a alcanzar valores de PGA muy altos debido a la combinación de una elevada magnitud del evento, su cercanía a la fuente sísmica, y por el emplazamiento de suelos de consistencia muy blanda con capacidad de amplificar el movimiento del terreno. De este modo, las grandes roturas sísmicas que podrían producirse en las fallas que bordean el Valle del Guadalentín suponen una enorme incidencia en la peligrosidad de esta zona densamente poblada. También son notables los valores relativos alcanzados en la cuenca de Murcia y sur de la cuenca del Bajo Segura, que denotan una fuerte influencia de los factores asignados de amplificación por la presencia de potentes depósitos de suelos limo-arcillosos, parte de ellos además susceptibles a la licuefacción. Aunque las mayores aceleraciones se alcanzan, lógicamente, en las magnitudes máximas, el efecto sitio se hace especialmente relevante a menores magnitudes, aún siendo menor el PGA en roca. Un terremoto simulado M_W 6.1-6.2 en las fallas de Carboneras y Bajo Segura generaría, de acuerdo con el modelo de atenuación escogido, aceleraciones del terreno de en torno a 0.5 g debido a la influencia del tipo de suelo presente en las cuencas que limitan estas fallas.

Al basarnos en un catálogo sintético reproducido a partir de un modelo físico 3D de las fallas de un sistema, nuestros escenarios contemplan geometrías de la rotura complejas e involucran a varios segmentos y fallas, lo que repercute en la distribución espacial de la peligrosidad. Se espera que los escenarios que se muestran puedan orientar en la definición de terremotos máximos en los modelos de sismicidad empleados en otros estudios de la amenaza sísmica, desde un enfoque puramente probabilista o de escala más local.

Capítulo 7

Discusión final y perspectivas futuras

En este Capítulo se discutirán, de manera integral, algunas de las cuestiones más relevantes que han surgido a lo largo de la presente investigación de Tesis Doctoral acerca de la estructura, la cinemática, las interacciones y el comportamiento sismogénico de las fallas de las Béticas Orientales. Mediante esta Discusión, se pretende exponer las principales aportaciones del trabajo realizado, las limitaciones encontradas y las posibles interpretaciones y estrategias para abordar en el futuro las cuestiones que quedan sin resolver. Se dividirá esta Discusión en varias temáticas: Metodología, Tasas de deformación, Estructura y complejidad geométrica, Interacciones entre fallas y comportamiento de la rotura, Evolución espacio-temporal de la sismicidad y, por último, Aplicación a la amenaza sísmica.

7.1 Metodología y flujo de trabajo

A lo largo de la investigación de esta Tesis Doctoral se ha abordado el estudio de las fallas activas de las Béticas Orientales desde diferentes escalas de trabajo y a través de diversas metodologías. El flujo de trabajo comienza con la identificación de las zonas de la región con un déficit de datos fiables que dificulta el estudio integral del sistema de fallas. En este sentido, la sección noreste de la Falla de Alhama de Murcia, a pesar de su escaso relieve asociado, constituye la terminación de esta gran falla activa y, como tal, se espera que haya podido ejercer un rol importante en el relevo de la deformación con otras estructuras, la sincronización y transferencia de la rotura cosísmica, o el agrupamiento espacio-temporal de la sismicidad. Por ello, la falta de estimaciones de tasas de deslizamiento en esta sección requeriría plantear cómo abordar su análisis sin apenas afloramientos superficiales que nos permitan cuantificar un desplazamiento asociado a la actividad tectónica reciente.

El trabajo de campo en esta sección, entre los municipios murcianos de Alhama de Murcia

y Alcantarilla, permitió actualizar la cartografía geológico-estructural de la zona y adquirir un gran volumen de datos estructurales tanto en la zona de falla como en las estructuras deformadas del interior de la subcuenca de Mula-Archena (Figura 3.2). Esta primera etapa de trabajo puso de manifiesto lo siguiente: 1) escasos afloramientos de sedimentos cuaternarios desplazados, siendo éstos poco representativos; 2) la mayor parte de los materiales deformados en la zona de falla (plegados o con muy alto buzamiento, sin rastro de roca de falla) son anteriores al Pleistoceno (Figura 3.4d); 3) la distribución y deformación de los yesos messinienses y depósitos detríticos pliocenos (Figuras 3.4c, d y e) a lo largo del margen sur de la cuenca, limitados por la falla, evidencian un claro control tectónico.

La estimación de tasas de deformación en esta zona de la Falla de Alhama requería, por consiguiente, considerar marcadores más antiguos que los utilizados en las secciones Góñar – Lorca y Lorca – Totana (fundamentalmente, post-Pleistocenos), obteniendo tasas a largo plazo calculadas desde el Mioceno Superior-Plioceno. La aproximación a este análisis se realizó mediante la recuperación y aprovechamiento de abundante material antiguo de geofísica y sondeos disponibles en la Cuenca de Fortuna, que se reinterpretó desde un enfoque principalmente estructural. La puesta en valor de esta información geofísica nos ha permitido, no solo estimar desplazamientos y tasas, sino también explorar las implicaciones de la interpretación en la evolución de la cuenca y su relación tecto-sedimentaria con la Falla de Alhama de Murcia durante el Mioceno.

Los datos estimados y discutidos en la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla (tasas de deslizamiento a largo plazo, buzamiento y cabeceos) se han integrado posteriormente en un modelo 3D del Sistema de fallas de las Béticas Orientales, junto con otros datos similares estimados por otros autores en el resto de fuentes sismogénicas (Tabla 5.3). Esta siguiente etapa aborda el estudio de las fallas desde una perspectiva global del sistema, a una mayor escala, evaluando cómo las características geométricas y cinemáticas de unas fallas influyen en el resto de fallas cercanas con las que interactúan, en el tiempo y en el espacio, a lo largo del ciclo sísmico. Esta tarea demandaba, no solo la integración de un gran volumen de datos de entrada en 3 dimensiones que reprodujeran las propiedades físicas de las fallas lo más fielmente posible, sino unas condiciones de contorno que simulasen los procesos que controlan la acumulación y relajación de esfuerzos a lo largo del tiempo. En este caso, la elección metodológica para tratar esta tarea fue la modelización numérica, más concretamente, la simulación cuasi-dinámica de sismicidad sintética de larga duración (Figura 7.1) con el código RSQSim (Richards-Dinger y Dieterich, 2012). La aplicación de los modelos numéricos en las Geociencias se ha extendido sobre todo en la última década, con una enorme proyección futura.

Por tanto, en este trabajo se han empleado metodologías diversas: desde la interpretación estructural de perfiles de sísmica y métodos clásicos de restitución o ‘balanceo’ de cortes

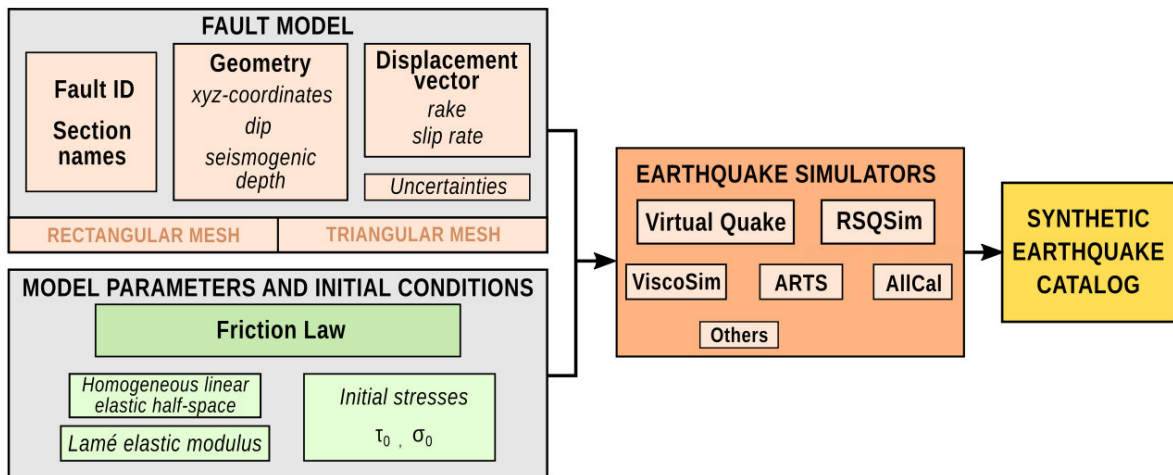


Figura 7.1: Componentes del proceso de generación de catálogos de sismicidad sintética: modelo de fallas, condiciones iniciales de contorno y simulador de terremotos. Se muestran algunos ejemplos de simuladores de terremotos, entre ellos, RSQSim (Richards-Dinger y Dieterich, 2012).

geológicos implementados en un *software* de modelización estructural; hasta metodologías basadas en modelos numéricos soportados por códigos de programación que requieren equipos con una considerable capacidad de computación. En cualquier caso, todas estas metodologías están sometidas a incertidumbres, tanto por acumulación de errores sistemáticos como las derivadas del propio fenómeno estocástico. La identificación, cuantificación y propagación de errores a lo largo de la investigación ha sido uno de los principales desafíos de esta Tesis Doctoral. En el trabajo que se expone en los Capítulos 3 y 4, se ha aplicado el método propuesto por Zechar y Frankel (2009) para integrar en los resultados los errores derivados de la interpretación de estructuras y marcadores en la imagen sísmica, de las técnicas de restitución de los desplazamientos y del cálculo final de las tasas de deslizamiento. La exposición del error mediante esta metodología es asimétrica, centrada en la mediana, y se basa en una función de densidad de probabilidad de la variable en cuestión (salto medido y velocidad de deslizamiento, según el caso).

En este trabajo, se muestra el desglose completo del tratamiento de las incertidumbres, asumiendo más de una aproximación de cálculo, lo que creemos que puede ser útil para la incorporación de estos resultados en futuros trabajos que asuman diferentes criterios para el tratamiento de los datos (p.ej., distintas edades de cálculo de tasas, valores máximos o promedio, etc.). Asumimos que, en términos prácticos, la utilización *a posteriori* de los resultados de este trabajo puede requerir una simplificación. Por ejemplo, la tasa de deslizamiento neto máxima y, a nuestro juicio, preferente, de la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla sería de $0.32 (+0.18/-0.13)$ mm/a para los últimos 4.8-7.6 Ma, correspondiente al sector del segmento más próximo a la sección Totana – Alhama (sector SW). Una posible simplificación de la incertidumbre de la tasa, que conserva la misma dispersión del resultado pero en torno a una media ligeramente mayor, sería 0.34 ± 0.16 mm/a.

En lo que respecta a la investigación descrita en el Capítulo 5, la propagación de incertidumbres epistémicas es una de las limitaciones de la simulación de terremotos sintéticos. Por un lado, es necesario tener en cuenta las incertidumbres asociadas con los datos de entrada, que en un área de baja deformación como las Béticas Orientales, pueden ser considerables. Por otro lado, hay que lidiar con las incertidumbres propias de un proceso estocástico, lo que es inherente a cualquier simulación o modelización de fenómenos naturales. El simulador RSQSim hace una aproximación cuasi-dinámica de estos procesos de nucleación y propagación de la rotura sísmica, pero no simula directamente interacciones dinámicas como las ondas sísmicas o el movimiento fuerte del suelo. Éstas últimas se han incorporado al estudio mediante escenarios deterministas a través de otros modelos empíricos (GMPEs) con el objetivo de analizar la peligrosidad sísmica (Capítulo 6). El propio código de simulación, desarrollado por Richards-Dinger y Dieterich (2012), aborda las mencionadas limitaciones dinámicas mediante la inclusión de algunos parámetros y recomendaciones sobre las condiciones de contorno iniciales, tal y como se ha explicado en el apartado de Limitaciones del Capítulo 5 en esta Tesis. Además, a lo largo de este trabajo de generación de sismicidad sintética, hemos seguido una serie de pautas para valorar las incertidumbres y tratar de restringirlas en lo posible a lo largo del proceso. Este procedimiento ha consistido en:

1. Realizar un *ranking* de representatividad y/o precisión de los datos de entrada del modelo 3D de fallas a través de criterios similares a los aplicados por grandes bases de datos de fallas (Litchfield et al., 2013; García-Mayordomo et al., 2017), pero adaptando la clasificación a nuestro estudio, para poder discutir posteriormente los resultados de acuerdo con las limitaciones del modelo.
2. Calibración de los resultados de múltiples simulaciones para obtener las condiciones iniciales que mejor se ajustan a datos empíricos. Se han considerado para el ajuste: la proximidad a un parámetro b de distribución de frecuencias próximo a $b=1$ (García-Mayordomo, 2005; IGN-UPM, 2013; Villamor, 2002), las leyes empíricas que relacionan áreas de rotura y magnitudes (Wells y Coppersmith, 1994; Leonard, 2010), y la comparación de los intervalos de recurrencia de terremotos sintéticos de magnitud $M_W > 6.0$ con respecto a los obtenidos mediante paleosismología.
3. Para abordar las limitaciones del simulador en la nucleación de terremotos de pequeña magnitud o que rompen elementos aislados del modelo, se han valorado sólo los resultados de sismicidad sintética superiores a una magnitud de completitud M_C 4.6. Se han considerado roturas multi-falla sólo aquellas que rompen una superficie de más de 9 km^2 en la falla secundaria. Para la acumulación de esfuerzos en los bordes de la malla del modelo, se han introducido coeficientes específicos de corrección y se ha disminuido progresivamente la tasa de deformación hacia los bordes de las fallas en el modelo 3D. Los detalles de la modelización de la malla se describen en el Anexo B.2.

Para terminar con los aspectos metodológicos de esta Tesis, se analiza la implicación de la sismicidad sintética de larga duración en la peligrosidad sísmica de la región de las Béticas Orientales. Esta etapa de la investigación se ha abordado desde una perspectiva determinista, mediante la evaluación de escenarios particulares. No obstante, se han examinado algunos escenarios tomando también criterios probabilistas para el tratamiento del modelo de sismicidad sintética. Una parte sustancial de esta tarea es la evaluación del posible efecto local derivado de los diferentes suelos de la región, para su posterior incorporación a los mapas de intensidad de movimiento fuerte (en este caso, en términos de aceleración pico, PGA (g)). Dada la gran escala del análisis geotécnico de formaciones geológicas superficiales llevado a cabo, se asume que se trata de una aproximación al potencial de amplificación de las ondas sísmicas durante un terremoto, estimando los valores de velocidad de ondas S según otras clasificaciones y observaciones empíricas previas. A pesar de ello, se han podido identificar zonas especialmente vulnerables a este fenómeno. Asimismo, la elección de un modelo de atenuación para la estimación del PGA (g) se ha acompañado de un test de sensibilidad con una segunda ecuación de atenuación, pudiendo así valorar las similitudes y discrepancias entre ambos modelos.

Los modelos de atenuación añaden un elemento estocástico en la estimación del movimiento fuerte asociado a los eventos deterministas del simulador. Es posible realizar, próximamente, análisis puramente probabilistas combinando los catálogos sintéticos de roturas finitas junto con los modelos de atenuación. Aún así, los escenarios deterministas de terremotos máximos realizados en la presente investigación resultarían útiles para explorar los casos más extremos y poco frecuentes que pueden producirse en una región, y que son cada vez más tenidos en cuenta en el emplazamiento de estructuras con largas vidas útiles, como centrales nucleares o almacenes de residuos peligrosos.

7.2 Tasas de deformación a largo plazo

La tasa de deslizamiento de las fallas es un parámetro fundamental para entender el comportamiento neotécnico de un sistema de fallas activo y evaluar su potencial sismogénico. Además de conocer cómo se ha comportado una falla en particular, las diferentes tasas de deformación dentro de un sistema nos permiten interpretar: 1) la forma en que se ha acomodado la deformación regional a lo largo del mismo; y 2) el potencial sismogénico y de sincronización de sus ciclos sísmicos para encadenar roturas cosísmicas. Además de las tasas de deformación, la orientación óptima de las estructuras con respecto al campo de esfuerzos, y la relación geométrica entre ellas también juegan un papel decisivo en ambos aspectos.

Como se ha explicado al principio, en esta Tesis Doctoral se han estimado tasas de deslizamiento (vertical, lateral y neto) en la terminación noreste de la Falla de Alhama de Murcia,

ya que hasta el momento se carecía de información fiable sobre la actividad de esta sección. Dividimos la zona de análisis en tres sectores en función de la disponibilidad de datos. En el área de la sierra de La Tercia, que constituye el único relieve prominente de la sección, estimamos un levantamiento de 0.34 ± 0.08 mm/a, si bien esta estimación se ha realizado asumiendo un marcador regional previo a la deformación en el Mioceno tardío (no hay imágenes sísmicas en este área) que podría estar situado a una mayor cota. Cerca del municipio de Librilla y con restituciones basadas en una interpretación de perfiles de sísmica de reflexión, estimamos una tasa de deslizamiento neto de $0.32 (+0.18/-0.13)$ mm/a para los últimos 4.8-7.6 Ma (Figura 4.6). El análisis llevado a cabo sugiere además que a lo largo de este tramo de la falla se produce una disminución progresiva hacia el extremo NE, donde la tasa de deslizamiento neto disminuye a un mínimo de $0.05 (+0.03/-0.02)$ mm/a.

El gradiente de desplazamiento según un patrón elíptico entre el centro y las terminaciones de una falla es un modelo común (Walsh y Watterson, 1989) que nos permite explicar la disminución de la tasa de deformación hacia el NE del segmento. Sin embargo, la disposición de la sección noreste de la Falla de Alhama con respecto a las secciones al sureste y con otras fallas próximas nos hace pensar que se pueda tratar de una zona de transferencia de la deformación. La escasa expresión geomorfológica de la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla sugiere que el incremento de actividad tectónica a partir del Plioceno-Cuaternario en los bordes de las sierras de la Tercia y las Estancias, al sur, y de la sierra de Carrascoy, al norte, se habría producido en detrimento del levantamiento del relieve en la terminación noreste de la Falla de Alhama de Murcia (Martínez-Díaz, 1998). Tasas de deslizamiento estimadas recientemente en la región (Figura 7.2), como las de este trabajo, apoyan la hipótesis de transferencia de la deformación durante el Cuaternario.

La depresión del Guadalentín se encuentra limitada por la Falla de Alhama de Murcia al O-NO, y por las fallas de Palomares, Los Tollos y Carrascoy al E-SE. De acuerdo con las tasas estimadas, en la mitad sur del valle, las secciones Góñar-Lorca y Lorca-Totana de la Falla de Alhama concentran buena parte de la deformación: 0.9-1.6 mm/a (Ferrater et al., 2016, 2017) de los alrededores de 1.3 ± 0.3 mm/a estimados mediante geodesia (Echeverría et al., 2013). Por el contrario, en la Falla de Palomares, hasta el momento, se han estimado tasas mucho menores, inferiores a 0.1 mm/a (Booth-Rea et al., 2004; Silva et al., 2003). En la mitad norte de la depresión del Guadalentín, encontramos las secciones noreste de la Falla de Alhama de Murcia (Totana – Alhama y la estudiada en este trabajo, Alhama – Alcantarilla), y en el otro borde de la depresión, las fallas activas cuaternarias de Los Tollos y Carrascoy. En esta última zona, observamos que en la zona de falla de Carrascoy (0.34 a 0.64 mm/a en las secciones NO y SE, respectivamente, para los últimos 220 ka; Martín-Banda et al., 2016, 2021) hay un incremento de la tasa de deformación hacia el NE. Hacia el extremo del sistema de fallas, en el área de la cuenca de Bajo Segura, Borque et al. (2019) estiman una tasa de deformación horizontal geodésica de 0.6 ± 0.2 mm/a, que estaría siendo acomodada

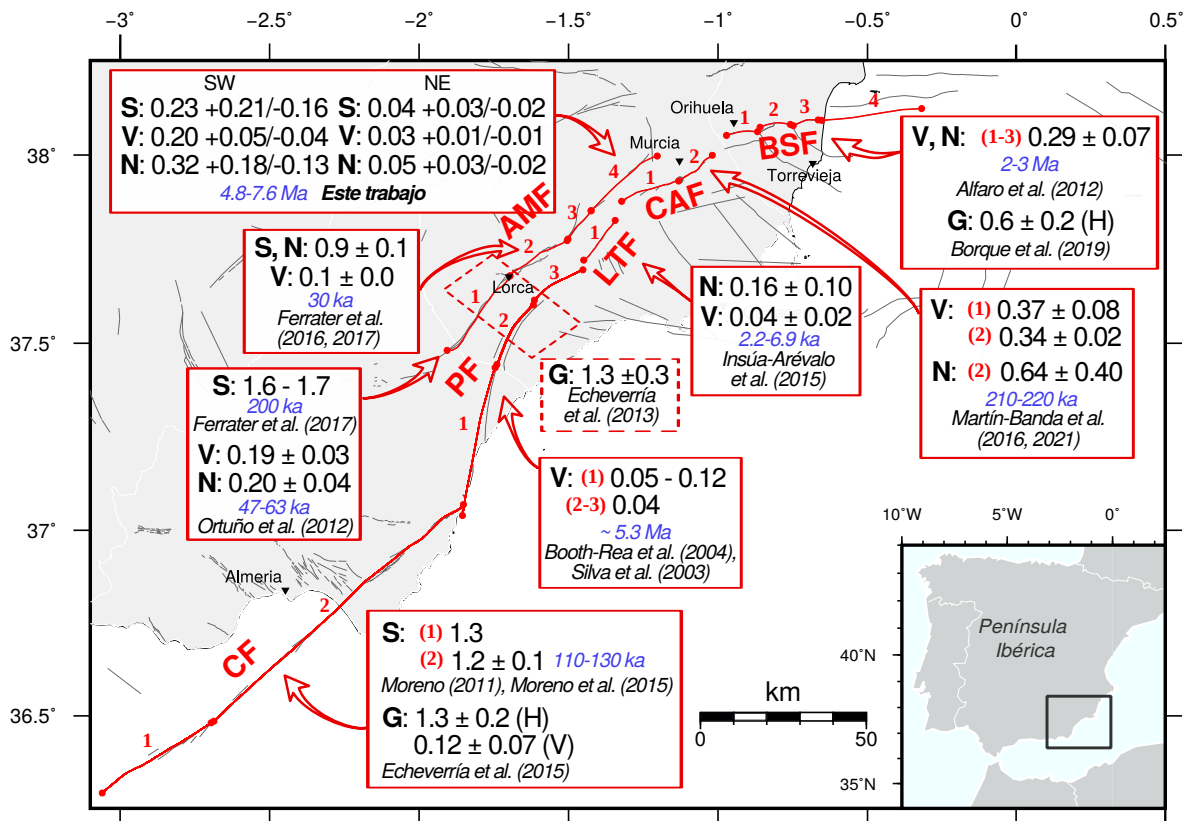


Figura 7.2: Tasas de deformación (mm/a) estimadas en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales por diversos autores. V: tasa de deslizamiento vertical. S: tasa de deslizamiento lateral. N: tasa de deslizamiento neto. G: tasa de deformación geodésica. En azul, edad de cálculo de las tasas estimadas.

por varias estructuras (fallas ciegas y pliegues) de esta zona de falla.

La zona de relevo entre las fallas de Los Tollos y Carrascoy, donde se produce un cambio notable en la dirección de las trazas, se encuentra aproximadamente al este de la zona intersegmento entre las secciones de Totana – Alhama y Alhama-Alcantarilla en la Falla de Alhama de Murcia, donde se observa además un estrechamiento de la depresión del Guadalentín. A partir de ese punto, hacia el noreste, es donde se ha analizado la deformación en este trabajo, evidenciando una reducción progresiva de la tasa de deformación hacia la terminación de la Falla de Alhama de Murcia. Por tanto, estas estimaciones apoyarían que la zona de falla de Carrascoy estuviera absorbiendo la deformación, al menos, a partir del Pleistoceno, disminuyendo así la tasa de actividad que habría experimentado el extremo noreste de la Falla de Alhama previamente durante el Mioceno tardío y Plioceno. En la interpretación sísmica de las formaciones miocenas de la depresión del Guadalentín, se observan también posibles fallas aparentemente asociadas a la rama más joven y activa de la zona de falla de Carrascoy (Algezares-Casas Nuevas) debido a su misma vergencia NO (inv 1-4; Figura 3.8b), y que estarían contribuyendo a esa absorción de la deformación en el Cuaternario. En este área también hay otras estructuras de pequeña entidad y que podrían estar acomodando de-

formación, como algunas fallas dentro de la cuenca de Fortuna con microsismicidad asociada (Sanchez-Roldán et al., 2021) y la falla de Amarguillo, que limita Sierra Espuña hasta enlazar con la sección Totana – Alhama, afectando a abanicos pleistocenos (Herrero-Gil, 2014).

En este punto hay que enfatizar que las tasas de deslizamiento valoradas en esta discusión presentan diferentes intervalos de tiempo de cálculo (~ 5 Ma frente a 200 ka en el caso de la terminación norte de la Falla de Alhama y la Falla de Carrascoy, respectivamente) y asumen una deformación constante a lo largo de dicho intervalo, a modo de aproximación. Esto implica que la tasa de deformación en la sección Alhama – Alcantarilla puede haber sido inferior a los 0.32 mm/a durante el Holoceno, y superior en el Tortoniense tardío-Messiniense. Posibles oscilaciones en la tasa de actividad de la zona de falla de Carrascoy a lo largo del Cuaternario (Martín-Banda et al., 2021) podrían tener implicaciones en la tasa de deformación de la Falla de Alhama de Murcia durante el mismo periodo. Estos cambios de actividad en la región, consecuencia de la transferencia de la deformación entre las fallas, podrían asociarse a cambios en la orientación del campo de esfuerzos con respecto a la orientación óptima de las secciones de falla. En este sentido, en las Béticas se han producido episodios de rotación de la dirección de convergencia Eurasia-Nubia en torno a hace 3 Ma, adquiriendo una orientación más oblicua, de NNO-SSE a NO-SE (Calais et al., 2003; Reilinger and McClusky, 2011), que podría haber impulsado cambios en las tasas de deformación y en las orientaciones de las estructuras Pliocenas, como se intuye en la rotación de líneas de charnela de los pliegues de la subcuenca de Mula-Archena (Figuras 3.2 y A.1).

Las redes GPS desplegadas por la región en la actualidad arrojan una orientación predominante NO-SE del vector de acortamiento horizontal en el sistema de fallas de las Béticas Orientales (Echeverría et al., 2013; 2015), rotando hacia una dirección NNE-SSO en la Cuenca del Bajo Segura (Borque et al., 2019). Las estaciones de la red CuaTeNeo, que registran la deformación asociada principalmente a las fallas de Alhama de Murcia y Palomares (Echeverría et al., 2013), indican direcciones $N10^{\circ}$ - 40° W, bastante ortogonales a la Falla de Alhama de Murcia, salvo por una estación discrepante, GANU, que registra una orientación prácticamente N-S (Figura 2.2). Esta última orientación de convergencia ha sido discutida en esta Tesis debido a su cercanía y mayor oblicuidad con el segmento Alhama de Murcia – Alcantarilla, que implicaría una mayor componente lateral (ver apartado 4.4.2 del Capítulo 4).

La actualización y mejora progresiva del registro de datos geodésicos en la zona, el establecimiento de nuevas estaciones en lugares estratégicos y la obtención de nuevos perfiles de sismica profunda podrían resolver muchos de los interrogantes que han surgido a lo largo de esta Tesis Doctoral, por ejemplo:

1. **Orientación y tasas de deformación en la mitad norte del valle del Guadalentín.** Recientemente, en el marco del Proyecto de Investigación ACTIVESTEP

(UCM-UPM) se dispone de una estación de campaña en la subcuenca de Mula-Archena, al NO del segmento Alhama – Alcantarilla (BARQ; Figura 7.3); y dos estaciones más en el municipio de Librilla y en la Sierra de Carrascoy (LIBR y CARY; Figura 7.3). También se monitorean dos estaciones continuas en Alcantarilla y Alhama de Murcia (ALCA y ALHA). Esta red de estaciones geodésicas puede proveer datos de gran interés en el futuro sobre el campo de velocidades de este sector de las Béticas Orientales. Las velocidades horizontales relativas quizá permitan resolver cómo se reparte la deformación a largo plazo entre la terminación norte de la Falla de Alhama, la Falla de Carrascoy y la Falla de los Tollos, en relación con la dirección de las fallas y las tasas de deslizamiento estimadas mediante otras metodologías. Además, la obtención e interpretación de nuevos perfiles de sismica modernos y de mayor resolución podrían dilucidar la relación de estas fallas con el basamento.

2. **Reparto relativo de la deformación entre la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Palomares.** Con las actuales estaciones de la red CuaTeNeo (Figura 7.3) no es posible determinar qué porcentaje de la deformación compresiva se corresponde a cada estructura (Echeverría et al., 2013), por lo que sería necesario tener puntos

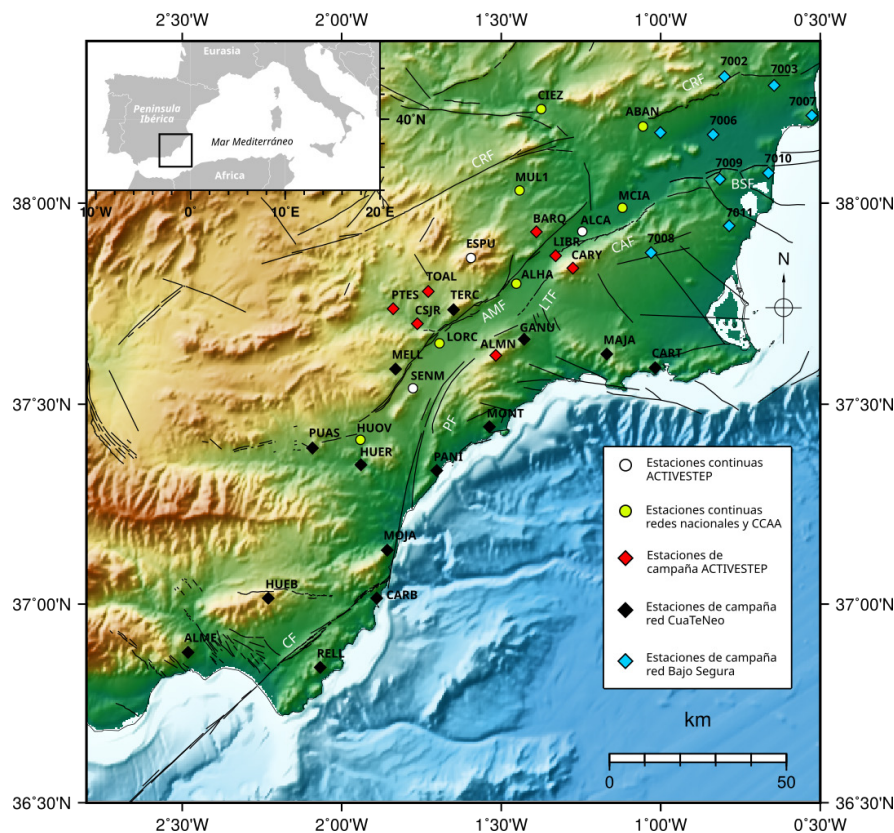


Figura 7.3: Estaciones geodésicas continuas y de campaña desplegadas en la región de las Béticas Orientales en el marco del proyecto ACTIVESTEP (UCM-UPM), redes nacionales del IGN, la red CuaTeNeo (Echeverría et al., 2013) y la red de la Cuenca del Bajo Segura (Borque et al., 2019).

geodésicos disponibles entre ellas. Dentro del Proyecto anteriormente citado, se está procesando desde el año 2016 una estación continua instalada en la Sierra de Enmedio (SENM; Figura 7.3), al sur de la sección Góñar-Lorca. Resultados preliminares sugieren claramente que la Falla de Palomares juega un rol activo en la tectónica del Sistema de fallas de las Béticas Orientales, moviéndose con mayor tasa de la estimada hasta ahora (Khazaradze et al., 2020). Estaciones como ésta, situadas entre las grandes fallas activas del sistema, pueden además arrojar luz sobre cómo estas estructuras absorben la deformación elástica, así como la determinación de profundidades de bloqueo y/o comportamiento asísmico.

3. En relación con el punto anterior, **la obtención de tasas de deformación y otros datos cinemáticos relativos a la Falla de Palomares nos permitiría mejorar notablemente los modelos geométricos del sistema de fallas.** Los datos disponibles de esta falla son escasos, asociados sobre todo a su tramo sur, y reflejan principalmente la componente vertical del desplazamiento. El segmento más al norte está inferido de observaciones muy difusas en campo y foto aérea, y su actividad cuaternaria no está del todo clara (Tablas 5.4 y 5.5). Mayores tasas de deformación que las estimadas hasta ahora, como sugieren los datos recientemente procesados en SENM (Khazaradze et al., 2020), no solo tendrían una incidencia notable en el reparto de la deformación con la Falla de Alhama a largo plazo, sino que además repercutiría en la frecuencia de la sismicidad y en el encadenamiento de la rotura con las fallas contiguas, ya que sería más frecuente que se produjese una sincronización de estados de esfuerzos cercanos a la rotura.

7.3 Estructura tridimensional de las fallas

La descripción de la geometría tridimensional de las fallas en las Béticas Orientales constituye uno de los principales retos en el estudio de este sistema activo. En esta Tesis Doctoral se ha explorado la geometría 3D y la segmentación de las fallas mediante dos aproximaciones. Por un lado, se ha realizado un modelo geológico-estructural local de la sección noreste de la Falla de Alhama de Murcia y la subcuenca de Mula-Archena, que incluye la estratificación interpretada y otras fallas contiguas. Por otro lado, se ha realizado un modelo regional de las principales fallas del sistema de las Béticas Orientales. En este último caso, debido a la escala, a la capacidad de computación y a la posible generación de anomalías de borde en la malla modelizada, el modelo se ha simplificado omitiendo ramas secundarias u otras terminaciones complejas entre secciones. No obstante, este modelo regional cumple el objetivo primordial de evaluar la compatibilidad estructural y cinemática de las distintas fallas y los cambios de la geometría en la capacidad de propagar roturas sísmicas entre ellas o entre sus secciones, así como de romper toda su longitud.

7.3.1 Implicaciones de la estructura 3D del extremo noreste de la Falla de Alhama de Murcia

En la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia, y basándonos en la interpretación de los perfiles de sismica de reflexión, se proponen dos posibles escenarios geométricos de la sección de falla. Si bien la pobre calidad de los datos de sismica a partir de una profundidad de ~ 4 km dificulta discernir la presencia de una falla de bajo ángulo que separe el basamento del relleno sedimentario de la cuenca, ésta podría explicar la formación de una zona de acomodación y la presencia de las estructuras típicas de inversión positiva que se interpretan. De acuerdo con la conversión a profundidades y la compensación de áreas desplazadas en la restitución secuencial llevada a cabo, se ha propuesto una posible trayectoria en profundidad de esta falla de bajo ángulo, posteriormente reactivada en el Mioceno Superior (ver Figuras 3.8, 7.4 y Anexo A.2).

Sin embargo, el origen y desarrollo mioceno de la cuenca, así como el mecanismo de reactivación posterior motivan una discusión (y, quizá, otra aproximación distinta en el futuro). En primer lugar, aunque la reactivación transpresiva en el Mioceno Superior parece evidente, con los datos analizados no podemos ni descartar ni apoyar si la cuenca se desarrolló como una cuenca extensional propiamente dicha controlada por una gran falla normal, o si un mecanismo de fallas direccionales conjugadas, que inducen el hundimiento entre ellas, controlaron la formación de la cuenca.

En segundo lugar, la componente inversa del desplazamiento en esta sección de la Falla de Alhama de Murcia parece considerablemente mayor a la de otras secciones de la falla: un ratio de deslizamiento vertical/lateral de 0.86, frente a los 0.12 que calculamos a partir de las estimaciones de Ortuño et al. (2012) (vertical) y Ferrater et al. (2017) (lateral) en Góñar-Lorca. Esta importante componente vertical puede explicarse por la reactivación de una gran falla normal heredada; sin embargo, el mecanismo de reactivación transpresiva quizá no funcione de la misma forma absorbiendo el acortamiento que acomodando la deformación de desgarre lateral en época neotectónica. En este sentido, la orientación óptima del plano de falla con respecto al campo de esfuerzos regional influiría significativamente en la reactivación (e.g., Alonso-Henar et al., 2015; Dooley y Schreurs, 2012; Rotevatn y Peacock, 2018), ya que la reactivación de fallas normales para adoptar una cinemática de deslizamiento lateral parece favorecida sólo por ángulos de oblicuidad muy bajos entre la falla y la dirección de acortamiento. Las direcciones de máximo deslizamiento horizontal obtenidas de datos geodésicos (Echeverría et al., 2013) y las orientaciones de la cizalla simple resultantes de estudios cinemáticos (Alonso-Henar et al., 2020) sugieren cabeceos con respecto a la falla de entre 25° y 60° NE (Figura 4.9), que pueden considerarse altos como para reactivar una falla normal con una componente de desgarre predominante.

No obstante, el análisis de la sismica nos descubre un sistema de fallas menores heredadas

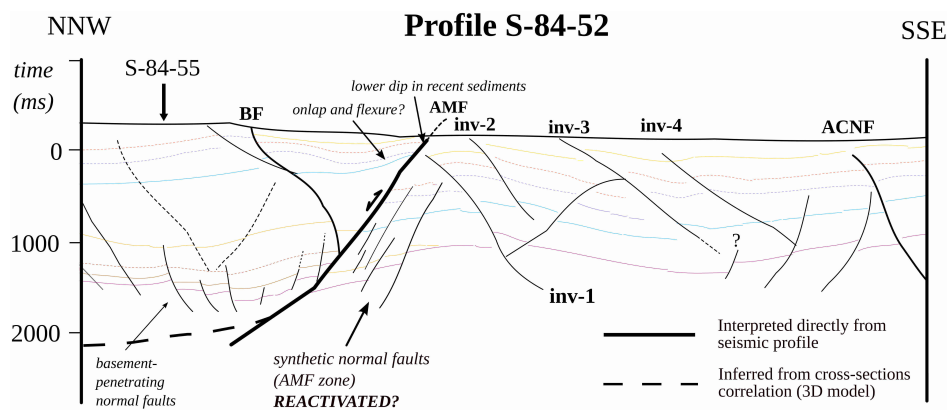


Figura 7.4: Estructuras interpretadas en el Perfil transversal S-84-52 (ver imagen de la sísmica y leyenda en la Figura 3.8a). AMF: Falla de Alhama de Murcia. BF: Falla de Barqueros. ACNF: Falla de Algezares-Casas Nuevas. inv-1 – 4: fallas inversas de menor entidad interpretadas en la depresión del Guadalentín.

de alto ángulo en la zona de falla, afectando a las unidades inferiores de la cuenca y penetrando en el basamento (Figura 7.4). No se puede descartar que estas fallas se encuentren reactivadas y puedan estar acomodando el desplazamiento a mayor profundidad. Este escenario estructural es compatible con una hipótesis de reactivación de la Falla de Alhama a la cinemática oblicua reciente, acomodando la componente de deslizamiento lateral eficazmente. Por ello, sugerimos que este conjunto de fallas reactivadas de alto buzamiento puede implicar una zona de falla planar más profunda que acomode la cinemática lateral, al menos a partir de la etapa de inversión tectónica.

El buzamiento del plano de la sección de falla (al menos en su tramo más superficial) sí se ha podido constreñir con bastante fiabilidad mediante la interpretación sísmica. Entre los diferentes perfiles analizados, se estima un buzamiento de $59^{\circ} \pm 3^{\circ}$ en los primeros 4 km de profundidad. Estos buzamientos, que podrían resultar altos para una falla con una importante componente de deslizamiento vertical como ésta, pueden justificarse por la reactivación en el Mioceno Superior, como se ha observado en otros sistemas de fallas inversas de buzamiento $> 45^{\circ}$ herederas de estructuras pre-existentes (Sibson, 2009). El buzamiento estimado en el segmento Alhama de Murcia – Alcantarilla posee bastante coherencia con los buzamientos estimados en otras secciones de la Falla de Alhama de Murcia. En Góñar – Lorca, mediante el método magnetoteléurico (Martí et al., 2020) y datos de un sondeo (ver p.ej., Alonso-Henar et al., 2021 e Insúa-Arévalo et al., 2021), se estimó un buzamiento de entre $55-70^{\circ}$. En Lorca – Totana, a partir del mecanismo focal del terremoto de Lorca de 2011 y un análisis InSAR (Martínez-Díaz et al., 2012), se extrajo un buzamiento preferente de 55° . Hay que enfatizar, de nuevo, que estas estimaciones de buzamiento, incluidas las interpretadas en este trabajo mediante perfiles de sísmica, se corresponden con el plano de falla en los primeros kilómetros de corteza (Figura 7.4).

Cambios de buzamiento en profundidad, como la hipótesis sugerida en la terminación

norte, no han sido identificados directamente en otras secciones de la falla, aunque Meijninger y Vissers (2006) sí proponen, mediante cortes compensados, un comportamiento extensional similar en la Cuenca de Lorca durante el Mioceno, previo al levantamiento de la Sierra de la Tercia como un pliegue de propagación de falla. Las diferencias estructurales en superficie de las trazas de los segmentos de la Falla de Alhama que limitan las cuencas de Lorca y Fortuna son notables. Mientras que la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla presenta una única traza muy rectilínea y continua, la sección Lorca – Totana manifiesta una mayor complejidad, con una rama principal continua que bordea la sierra y varias ramas secundarias de formación más reciente que podrían acomodar una partición de la deformación. Esta diferencia estructural entre la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia y otras secciones la encontramos también en la Falla de Carrascoy, situada paralelamente a la sección Alhama – Alcantarilla pero limitando el este de la depresión del Guadalentín. La actividad de esta falla durante el Pleistoceno generó la formación de, al menos, una rama secundaria de cinemática inversa con vergencia hacia el oeste, y que también se interpreta como enraizada a una estructura previa más antigua que limita el frente montañoso de Carrascoy (Martín-Banda et al., 2016).

Por consiguiente, conforme las secciones al sur de la Falla de Alhama y otras fallas cercanas se adaptaron al nuevo campo de esfuerzos neotectónico acomodando el acortamiento a través de fallas de nueva formación, probablemente enraizadas a la falla principal; en la terminación noreste la única traza con expresión en superficie se correspondería con la estructura heredada de la etapa extensional miocena, ya que solo se han podido interpretar pequeñas estructuras de nueva formación de manera muy restringida y difusa (Figura 3.2) y pliegues de propagación de tipo ‘arpón’ característicos de cuencas invertidas (Figura 3.8a). Esta relación del extremo noreste de la Falla de Alhama de Murcia con otras secciones y fallas contiguas en el campo de esfuerzos regional durante el Cuaternario ha sido una de las principales motivaciones de la estimación de tasas de deformación a largo plazo, como se ha explicado en el apartado anterior, y de la siguiente tarea de modelización de interacciones de fallas en el Sistema de las Béticas Orientales.

7.3.2 Complejidades geométricas 3D en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales

El modelo 3D del Sistema de fallas de las Béticas Orientales llevado a cabo nos ha permitido evaluar, además de la compatibilidad cinemática entre las fallas, la implicación en el comportamiento y extensión de la rotura sísmica de algunos aspectos geométricos relevantes: cambios de dirección entre secciones de falla (y dentro de las mismas secciones), buzamientos del plano de falla, separaciones de más de 5 km entre secciones y fallas, y diferencias entre los espesores sismogénicos.

Los cambios de dirección entre secciones de falla y otras irregularidades en la traza también parecen ser lugares preferentes de concentración de la sismicidad sintética (Biasi y Wesnousky, 2017; Howarth et al., 2021), y éste es un aspecto pendiente de abordar en profundidad en este sistema. En la Figura 7.5 se muestra la distribución de la sismicidad simulada $M_W \geq 5.5$ sobre la Falla de Alhama de Murcia durante 100 ka. Vemos que la mayoría de esos epicentros en la Falla de Alhama de Murcia son terremotos de magnitud menor de M_W 6, en consonancia con el hecho observado de que menos del 0.5 % de los eventos de todo catálogo sintético superan esa magnitud. Se observa, no obstante, que los terremotos más grandes $M_W \geq 7$ parecen concentrarse en torno a cambios de dirección de las trazas de las secciones Goñar – Lorca y Lorca – Totana. Si bien es cierto que el escaso número de eventos simulados no hace esta observación del todo concluyente, si nos lleva inevitablemente a pensar en que los cambios de dirección y otras irregularidades entre segmentos (o dentro del propio segmento) podrían tener una influencia relevante en la concentración espacial de la sismicidad de moderada-alta magnitud. Se trataría de una cuestión importante a la hora de tratar de identificar paleoroturas en superficie en estas secciones de falla.

Por consiguiente, la modelización y generación de sismicidad sintética en una escala de trabajo más pequeña que permita reproducir geometrías más complejas y corregir anomalías de borde es una de las motivaciones de una investigación futura. Además de afectar a la distribución espacio-temporal de la sismicidad (e.g., Biasi y Wesnousky, 2016, 2017; Ben-Zion y Sammis, 2003), las grandes heterogeneidades estructurales de las fallas en forma de

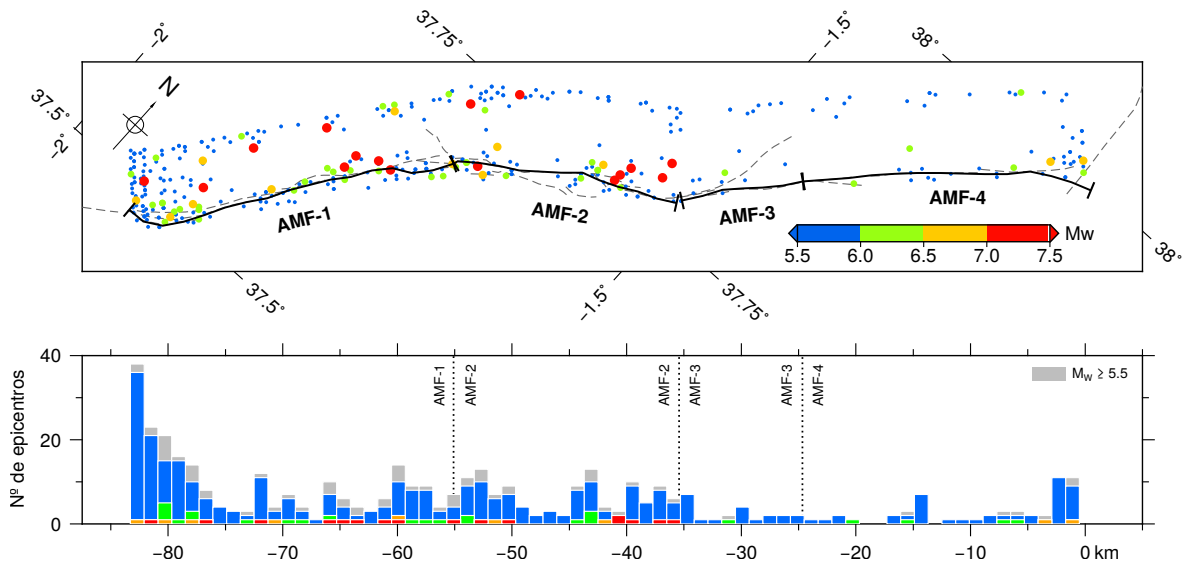


Figura 7.5: Arriba, distribución de la sismicidad simulada de magnitud $M_W \geq 5.5$ durante 100 ka sobre la Falla de Alhama de Murcia modelizada. La traza cartografiada real de la falla se muestra en línea discontinua, mientras que la simplificada (en cota 0 m) se representa con un trazo continuo grueso. Abajo, número de epicentros simulados de $M_W \geq 5.5$ a lo largo de la dirección de la falla. Las rampas de color se corresponden con los mismos rangos de magnitudes en ambas gráficas.

separaciones o 'stepovers', zonas intersegmento, ramas secundarias, etc., pueden actuar como barreras de la rotura y favorecer su terminación (Biasi y Wesnousky, 2016). Complejidades menores en forma de cambios de dirección, variaciones en el buzamiento en profundidad y asperezas, también parecen condicionar el mecanismo de transferencia de la rotura (e.g., Biasi y Wesnousky, 2017; Howarth et al., 2021), la distribución del deslizamiento durante un terremoto (e.g., Oglesby, 2008; Oglesby y Mai, 2012) y el movimiento fuerte resultante en el terreno (Page et al., 2005). Una alternativa a explorar son los modelos de rotura dinámica, que se han empleado para conjeturar acerca de desaceleraciones bruscas de la rotura (disminución brusca del deslizamiento) en el borde de un segmento que inducen la re-nucleación en un segmento adyacente (Elliot, Dolan y Oglesby, 2009); o sobre concentraciones heterogéneas de esfuerzos previos a la rotura en ramas de la falla con cambios de dirección (Duan y Oglesby, 2007). Esto nos permitiría analizar la implicación de la geometría en la variación del potencial sísmogénico entre secciones de una misma falla, como ocurre en la Falla de Alhama de Murcia; y saltos de la rotura observados en las simulaciones cuasi-dinámicas entre fallas adyacentes. En el apartado sobre Interacciones entre fallas de este Capítulo se discutirán con más detalle las cuestiones relativas al comportamiento de la rotura.

Para terminar, el modelo de fallas 3D que se presenta en esta investigación exhibe las 6 fallas principales de las Béticas Orientales por su longitud, segmentación y expresión morfológica. Consideramos que la mayor parte de la sismicidad moderada-alta se concentra en estas fuentes sísmogénicas. No obstante, en el sistema se reconocen otras fallas de menor entidad que son capaces de generar una sismicidad de fondo de pequeña magnitud e incluso terremotos sentidos de magnitudes M_W 4.0 – 4.5 (Rodríguez-Escudero et al., 2014), si bien existe un gran desconocimiento acerca de sus geometrías. Algunos modelos físicos introducen la sismicidad de fondo de pequeña magnitud mediante la inclusión de un gran número de pequeñas fallas distribuidas de manera aleatoria por el sistema (e.g., Robinson et al., 2011). La inclusión de estas pequeñas fallas no solo nos aproximaría a una producción más realista de la sismicidad de pequeña magnitud, sino que tienden a aliviar los esfuerzos normales inducidos por las fallas principales sobre sí mismas que, de otro modo, podrían acumularse durante períodos prolongados, haciéndolas irrealmente débiles o resistentes, según el caso.

7.4 Interacción entre fallas y comportamiento de la rotura sísmica

Mediante la interpretación estructural del sector noreste de la Falla de Alhama de Murcia y la estimación de tasas se ha discutido la interacción de esta gran estructura activa con otras fallas situadas al norte de la depresión del Guadalentín, evaluando una posible transferencia de la deformación regional a partir del Pleistoceno, a favor de un incremento de actividad en la Falla de Carrascoy. Podemos calificarlo como un análisis a largo plazo de la interacción entre fallas del sistema, que involucra cambios en la orientación del campo de esfuerzos dominante y adaptaciones de las estructuras a las orientaciones óptimas. Por su parte, la investigación sobre simulaciones de ciclos sísmicos mediante RSQSim ha permitido evaluar los rasgos de deformación y cinemática conocidos en las Béticas Orientales según cómo interaccionan las estructuras en el corto plazo (menos de 100.000 años) en función de esos rasgos, valorando su implicación en la sismicidad y la peligrosidad. En esta Discusión, pondremos el énfasis en las implicaciones a corto plazo de las interacciones entre fallas, especialmente en lo concerniente a la transferencia de esfuerzos y el comportamiento de las roturas.

No cabe duda de que las tasas estimadas de deslizamiento a largo plazo (Figura 7.2) condicionan la re-acumulación de los esfuerzos tectónicos y determinan la frecuencia con que se sincronizan los estados de esfuerzos de las fallas durante el ciclo sísmico, influyendo en la capacidad de nuclear grandes terremotos. Por ello, una de las principales aportaciones de las simulaciones de 100.000 años de duración es explorar la probabilidad de ocurrencia de grandes eventos ‘raros’ que no se han registrado nunca en el catálogo histórico, pero que sí que aparecen reflejados en ocasiones en el registro paleosísmico. Algunos de estos terremotos pueden ser multi-falla, es decir, involucran a otra falla contigua distinta a la falla en la que se nuclea el terremoto, transfiriéndose la rotura (deslizamiento) entre ellas. Este ‘salto’ de la rotura entre fallas se ha observado, por ejemplo, en los terremotos de Kaikoura (Nueva Zelanda) en 2016 (Clark et al., 2017), y de El Mayor-Cucapah (Baja California) en 2010 (Oskin et al., 2012). Además, en esta Tesis Doctoral se discuten otros factores, además de la tasa deslizamiento, que parecen influir en el encadenamiento de la rotura, principalmente la transferencia de esfuerzos en función del tipo de cinemática predominante, la distancia entre las fallas y la complejidad geométrica de su estructura.

La modelización de la interacción de esfuerzos en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales nos ha proporcionado observaciones importantes sobre la relación entre las distintas fuentes sismogénicas de la región. En las simulaciones cuasi-dinámicas de sismicidad sintética, la re-nucleación de la rotura cosísmica se produce mediante transferencia de esfuerzos estáticos, y observamos diferentes comportamientos en el mecanismo de transferencia de la rotura compatibles con la geometría y cinemática de las fallas y secciones del sistema.

Por un lado, en la Falla de Carboneras se producen hasta 7 terremotos sintéticos en 100 ka que involucran un “salto” de la rotura con la Falla de Palomares, llegando a propagarse solo en un área muy reducida de esta última, con periodos de recurrencia variables de menos de 20.000 años. En este caso, la rotura se propaga entre dos estructuras conectadas, superando un gran cambio de dirección de sus trazas ($\sim 40^\circ$). Si la tasa de deslizamiento neto a largo plazo en la Falla de Palomares fuera mayor de lo estimado hasta ahora, es posible que estas estructuras sincronizaran sus ciclos sísmicos con mayor frecuencia y se produjesen más roturas multi-falla.

Por otro lado, entre la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Los Tollos se produce una re-nucleación de la rotura entre estructuras paralelas a una distancia relativamente corta por transferencia de esfuerzos estáticos. El modelo sintético muestra hasta 7 eventos (con magnitudes entre M_W 7.0-7.4) con hipocentro en la Falla de Alhama de Murcia, cuya rotura se transfiere a las Falla de Los Tollos, a la sección norte de Palomares, o ambas fallas. Este comportamiento tiene, por tanto, una relación estrecha con las tasas de deformación estimadas en las estructuras al norte de la depresión del Guadalentín, anteriormente mencionadas en esta Discusión. Los 7 eventos presentan una distribución de la rotura similar: la nucleación se produce en las secciones al sur de la Falla de Alhama de Murcia, que son las de mayor tasa de deslizamiento, y la rotura se propaga a lo largo de la falla hasta detenerse en la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla donde, en el máximo de los casos, solo llega a romper un tercio de su superficie. A continuación, la rotura se re-nuclea preferentemente en la Falla de Los Tollos (en 4 de los 7 eventos) rompiendo desde un área muy superficial hasta la totalidad del plano de falla en uno de los eventos (Figura 6.3a). Según el catálogo sintético resultante de las simulaciones, en la Falla de Alhama de Murcia solo se produce un terremoto en 100 ka cuya rotura alcanza toda la longitud de la falla; mientras que tiende, en un mayor número de ocasiones, a re-nuclearse en una falla próxima, donde genera desplazamiento y termina de liberar momento sísmico. Esto sería consecuencia de las menores tasas de deslizamiento a largo plazo estimadas en la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla en este trabajo, y que se han incluido en el modelo 3D de las Béticas Orientales, así como de la menor distancia entre las estructuras que limitan la depresión del Guadalentín en este área. La ínfima frecuencia de roturas cosísmicas asociadas a grandes magnitudes en el tramo Alhama – Alcantarilla explicaría la escasa expresión morfológica existente en comparación con otros segmentos de falla.

La Falla de Los Tollos parece adquirir un papel de enlace entre las otras fallas del sistema, al estar involucrada en la mayoría de las roturas multi-falla identificadas. Esto sugeriría que algunas roturas identificadas en investigaciones paleosismológicas en esta falla (Insua-Arévalo et al., 2015) podrían asociarse con terremotos con hipocentro en la Falla de Alhama de Murcia cuya rotura se transfirió a la Falla de Los Tollos. Es probable que su pequeño tamaño (sección única) y la cercanía a las secciones de mayor deformación de la Falla de Alhama (a una

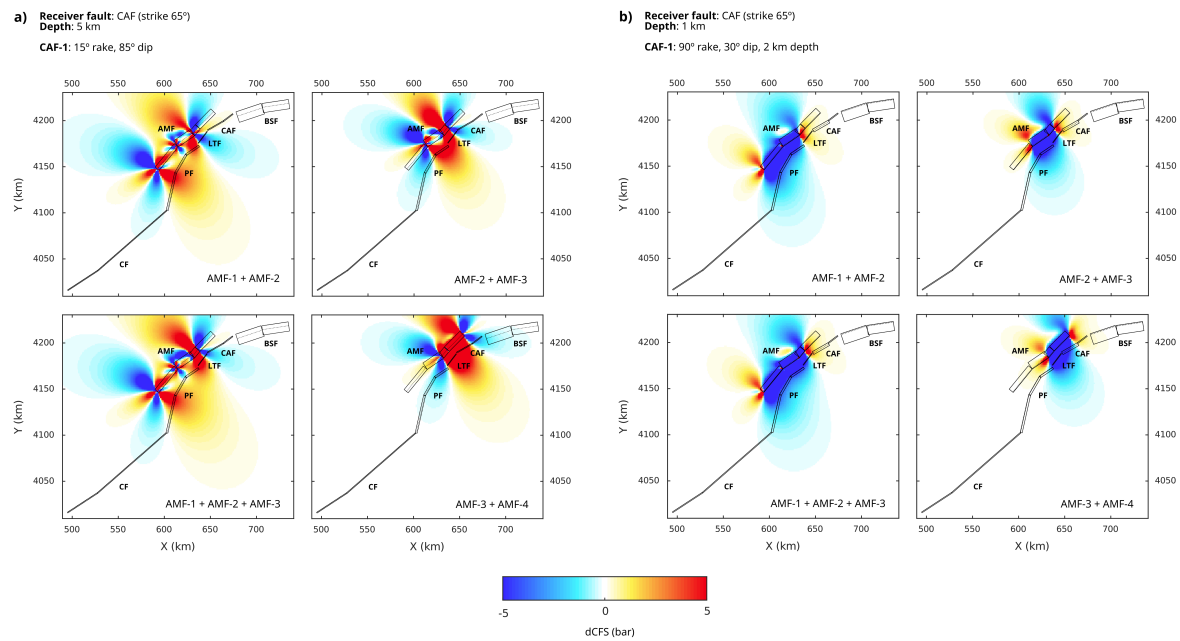


Figura 7.6: Variación de esfuerzos estáticos asumiendo el criterio de rotura de Coulomb (dCFS) para distintos escenarios de roturas conjuntas en la Falla de Alhama de Murcia con respecto a la geometría y cinemática de la Falla de Carrascoy. Se ha empleado el software Coulomb 3.3 (Lin y Stein, 2004; Toda et al., 2005) con un deslizamiento neto de 3 m, un coeficiente de fricción de 0.6 y los parámetros de buzamiento y cabeceo de las fallas expuestos en la Tabla B.1. a) La falla receptora es la sección sur de la Falla de Carrascoy con una cinemática de desgarre dominante (cabeceo 15°) y buzamiento subvertical. La variación dCFS se calcula a 5 km de profundidad. b) La falla receptora es la sección sur de la Falla de Carrascoy con una cinemática inversa pura (cabeceo 90°) en los 2 km superficiales y buzamiento de 30°. La variación dCFS se calcula a 1 km de profundidad.

distancia ~ 7 km) sean las que favorezcan el ‘salto’ de la rotura entre ambas estructuras. En este sentido, sería importante conocer con mayor precisión aspectos cinemáticos de la sección Lorca – Totana, que discurre paralela a la Falla de Los Tollos y en la que no se han estimado directamente tasas de deslizamiento neto. Con respecto al modelo de fallas de este trabajo, en esta sección se ha modelizado una transición progresiva de la tasa de deslizamiento (por interpolación), entre la máxima tasa de la sección Alhama – Alcantarilla y la tasa estimada en Lorca – Totana. Obtener datos directos mejoraría la interpretación de potenciales roturas en esta zona que concentra varias estructuras a muy poca distancia.

No obstante, cabría pensar que la transferencia de la rotura favoreciese a la Falla de Carrascoy con mayor frecuencia que a la Falla de Los Tollos, dada la mayor tasa de deformación de la primera, pero no ocurre así en nuestras simulaciones. Un factor que podría inhibir la propagación de la rotura entre la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Carrascoy es la cinemática modelizada en su sección SO. Como se ha mencionado anteriormente, Martín-Banda et al. (2016) interpretan que la actividad de esta falla se ha transferido en el Cuaternario a una rama delantera (falla de Algezares-Casas Nuevas) con buzamiento más tendido y un

cabeceo de aproximadamente 90° , que se enraíza en la estructura subvertical heredada de movimiento transcurrente que bordea la sierra de Carrascoy. Siendo consecuentes con esta interpretación, se han modelizado ambas porciones de la sección, actuando los dos primeros kilómetros como una falla inversa con un buzamiento de 30° . No obstante, nos preguntamos cuánto está realmente influyendo esta heterogeneidad geométrica y cinemática en los resultados de sismicidad modelizada. Para contrastar, hemos modelizado, desde otra aproximación con el *software* Coulomb 3.3 (Lin y Stein, 2004; Toda et al., 2005), la variación de esfuerzos estáticos de Coulomb (dCFS) debida a eventos en la Falla de Alhama de Murcia con respecto a la orientación y cinemática de la Falla de Carrascoy. Primero, consideramos un escenario subvertical y de desgarre sinistral casi puro (Figura 7.6a), y segundo, la porción superficial de buzamiento tendido y cinemática inversa pura (Figura 7.6b). En general, observamos que la dCFS producida por terremotos que involucran las secciones centrales de la Falla de Alhama sobre la sección subvertical con deslizamiento lateral al sur de Carrascoy inducen una relajación de esfuerzos inhibiendo su movimiento. Por el contrario, si el deslizamiento de la parte más superficial de la sección sur es inverso, la variación de esfuerzos es positiva (aunque no máxima), lo que en términos temporales adelantaría su reactivación. Dado que las características geométricas y cinemáticas de la Falla de Alhama de Murcia son las mismas en ambos escenarios, lo que nos sugiere la ausencia de roturas conjuntas entre ésta y la Falla de Carrascoy en los catálogos sintéticos es que quizá la porción modelizada de falla subvertical heredada es la que condiciona mayoritariamente la interacción entre ambas estructuras en el corto plazo. La variación de esfuerzos estáticos que provocaría un gran terremoto sobre la rama inversa más superficial y tendida de la Falla de Carrascoy no sería suficiente para inducir un salto de la rotura entre ambas o el *triggering* de eventos superficiales en el corto plazo. Asimismo, hay que recordar que, especialmente en el campo próximo, los esfuerzos dinámicos pueden exceder en gran medida los esfuerzos estáticos, lo que condicionaría especialmente el encadenamiento de la rotura cosísmica en cuestión de segundos.

Por otra parte, se observaba en las simulaciones que secciones de falla con una cinemática similar de desgarre predominante, con cabeceos inferiores a 45° , parecen favorecer la propagación de la rotura entre ellas en comparación con las secciones de deslizamiento inverso (Figura 5.12). Este comportamiento se evidencia en la Falla del Bajo Segura, de cinemática inversa pura, durante las simulaciones con RSQSim: observamos una disminución notable de la frecuencia de la rotura entre sus secciones (Figura 5.11f), a diferencia de otras fallas del sistema con tasas de deformación similares pero con cinemática de desgarre-oblicua (p.ej., Figura 5.11a). En este punto, cabría preguntarse si la propagación de la rotura a lo largo de las secciones de la Falla del Bajo Segura, o incluso una rotura completa de la falla, sería posible con una mayor tasa de deslizamiento o con una geometría más compleja. En esta investigación se han utilizado las tasas de Alfaro et al. (2012) estimadas de marcadores estratigráficos para los últimos 2-3 Ma, que oscilan entre 0.2 y 0.4 mm/a según la sección;

pero datos geodésicos recientes atribuyen a la Falla de Bajo Segura una tasa de acortamiento horizontal algo superior (0.2-0.7 mm/a). Una posible actualización del modelo 3D de fallas de las Béticas Orientales sería una modelización más detallada de esta región noreste de las Béticas Orientales, que comparase diferentes estimaciones de tasas de deformación y que incluyese mayores complejidades estructurales para valorar su implicación en el mecanismo de rotura: fallas secundarias transcurrentes y aparentemente sismogénicas, como las de Torrevieja y San Miguel de las Salinas; una geometría con cambios de buzamiento en profundidad como sugieren Taboada et al. (1993); y la inclusión de la falla de Crevillente en el sector Abanilla-Alicante para analizar su implicación en el sistema.

En un contexto plenamente dinámico, cabría esperar que las interacciones dinámicas, es decir, la generación de ondas sísmicas, generase la detención y re-nucleación de la rotura incluso a mayores distancias, por un mecanismo de ‘*triggering*’ dinámico (ver modelos de simulación plenamente dinámicos, como p.ej., Wollherr et al., 2019). Grandes cambios de esfuerzos provocados por grandes roturas de secciones o fallas adyacentes, como las secciones sur de la Falla de Alhama de Murcia, impulsarían este “salto” a fallas próximas, en lugar de seguir propagándose por secciones de falla conectadas (Oglesby, 2008). En este sentido, hay que volver a señalar que el mecanismo de transferencia de la rotura y la distribución del deslizamiento estarían condicionados por otros dos factores importantes: las complejidades estructurales y las heterogeneidades friccionales en las fallas (Page et al., 2005; Oglesby, 2008).

El terremoto de magnitud M_W 5.1 en Lorca en el 2011 tuvo un proceso de rotura complejo que involucró directividad de la rotura, una distribución heterogénea del deslizamiento sobre el plano y un movimiento fuerte del suelo de muy alta frecuencia (Martínez-Díaz et al., 2012). Este comportamiento complejo de la rotura se ha relacionado con su nucleación en la zona intersegmento entre las secciones de Góñar – Lorca y Lorca – Totana, donde la deformación se acomoda de manera distribuida en varias estructuras de diversa orientación. Martínez-Díaz et al. (2012) sugieren que estas zonas intersegmento podrían actuar de ‘barrera’ para terremotos pequeños-moderados como el del año 2011, pero no así para grandes terremotos capaces de propagarse a través de estas zonas y romper varias secciones. Si bien nuestro modelo de fallas de las Béticas Orientales no reproduce todas las estructuras complejas de las zonas intersegmento, sí arroja resultados en esa dirección: las roturas multi-falla asociadas a la Falla de Alhama de Murcia solo se producen en terremotos de magnitud superior a M_W 7.0 (Tabla 5.9), y las roturas multi-sección que involucran un área considerable (mínimo dos cambios de sección de falla) se generan a partir de una magnitud M_W 6.4 (Figura 5.11a). Podemos concluir que la cinemática y los cambios de dirección de las secciones de la Falla de Alhama de Murcia son compatibles con roturas multi-sección. Reproducir más adelante los espacios intersegmento con complejidades estructurales (ramas secundarias antitéticas, solapamientos de la traza, etc.), junto con modelos que reproduzcan roturas completamente dinámicas, nos ayudaría a evaluar mejor su papel en el comportamiento de la rotura.

Otro factor que puede condicionar la nucleación y propagación de la rotura durante un terremoto es la heterogeneidad friccional de la zona de falla. Una de las principales virtudes del código de simulación RSQSim es que se basa en las ecuaciones de fricción ‘*rate-and-state*’ (fricción de tasa y estado o fricción dinámica) de Dieterich (1979) y Ruina (1983). Esta ley friccional refleja la dependencia de la fricción respecto a la variación de la velocidad de deslizamiento y la historia del deslizamiento de la falla (ver formulación en el apartado 5.3.3.1 del Capítulo 5). Para entender la nucleación y propagación de terremotos es clave conocer el valor de los parámetros adimensionales a y b , ya que de ellos depende que se produzca debilitamiento o endurecimiento friccional al variar la velocidad. Las variaciones de la diferencia entre los valores a y b , i.e., $(a-b)$, a lo largo de la zona de falla influyen en la distribución y en las dimensiones de la rotura durante un terremoto (Scholz, 1988, 1998). Valores de $(a-b) < 0$ indican debilitamiento friccional, que indica mayor facilidad para la propagación; mientras que valores $(a-b) > 0$ indican endurecimiento friccional y, por tanto, la rotura tenderá a decelerar o incluso a detenerse (Scholz, 1998).

Un buen lugar para examinar las implicaciones de los coeficientes de fricción en el comportamiento de las fallas y la nucleación de terremotos es precisamente la zona de falla de Alhama de Murcia. Ésta constituye una zona de cizalla fuertemente heterogénea donde la deformación se distribuye de manera asimétrica en diferentes dominios condicionados por las diferentes propiedades mecánicas de sus litologías (Alonso-Henar et al., 2021). Otros experimentos realizados por Niemeijer y Vissers (2014) y Rodríguez-Escudero (2017) en la zona de cizalla de Alhama de Murcia exhiben diferencias notables en los parámetros friccionales ‘*rate-and-state*’ $(a-b)$ y el coeficiente de fricción inicial (μ_0) en el estado estable (‘*steady-state*’) entre muestras de roca de falla (‘*fault gouge*’) y de protolito. La *gouge* solo muestra valores $(a-b)$ positivos (endurecimiento friccional), que se incrementan con la profundidad a medida que aumenta el esfuerzo normal efectivo (Niemeijer y Vissers, 2014). Por el contrario, las muestras de roca competente, donde estos autores sugieren que se nucleó el terremoto de Lorca de 2011, presentan valores $(a-b)$ negativos. La heterogeneidad friccional entre los distintos materiales habría tenido implicación sobre la directividad de la propagación de la rotura observada en el terremoto de Lorca.

El modelo de fallas que presentamos en esta investigación atribuye siempre unos valores de $(a-b)$ negativos (debilitamiento friccional) y homogéneos en todas las simulaciones evaluadas (Tabla 5.6), siendo éste un requisito necesario para inducir inestabilidad del deslizamiento, es decir, para que se produzca la nucleación de un terremoto asumiendo un comportamiento de ‘*stick-slip*’. El catálogo sintético que resulta tener el mejor ajuste de acuerdo a las leyes empíricas, la sismicidad regional y los datos de paleosismología (cat-28; $a=0.001$, $b=0.01$) posee unos valores asignados cuya diferencia $(a-b)$ es la más negativa de las evaluadas (-0.009), lo que sugiere un comportamiento enteramente sísmico. La razón principal por la que se han establecido propiedades friccionales homogéneas y no se han modelizado porciones

de las fallas con propiedades de endurecimiento friccional $(a-b) > 0$ previamente observadas es porque, a excepción de en la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Carboneras, no contamos con datos relativos de propiedades friccionales suficientes para el resto de zonas de falla. Sin embargo, modelizar la variación espacial de las propiedades friccionales a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia, de acuerdo a los experimentos de Niemeijer y Vissers (2014) y Rodríguez-Escudero (2017), sigue siendo una motivación para futuros trabajos de simulación de terremotos. Definir elementos de la malla del modelo con los coeficientes de fricción dinámica como $(a-b) > 0$ permitiría además explorar un posible comportamiento de *creep* asísmico en algunas porciones de fallas del sistema, como sugiere Faulkner et al. (2003) para algunas zonas de la Falla de Carboneras. La modelización de la deformación de tipo *creep* en elementos de falla para las simulaciones con RSQSim tendría implicaciones en la recuperación de los esfuerzos a lo largo del ciclo sísmico, en la tasa de sismicidad y en la distribución del deslizamiento cosísmico a lo largo de la rotura, como sugieren algunos ejemplos modelizados por Richards-Dinger y Dieterich (2012).

7.5 Evolución espacio-temporal de la sismicidad

En las zonas de baja deformación como las Béticas Orientales, los terremotos más grandes y devastadores se producen entre periodos de recurrencia que alcanzan un orden de cientos a miles de años, debido a los largos periodos intersísmicos de estas fallas. Dado que el catálogo histórico de esta región es escaso e impreciso, el registro paleosismológico proporciona datos de enorme valor sobre grandes eventos poco frecuentes, de magnitudes superiores a M_W 6.0, aunque en ocasiones estos datos pueden presentar grandes incertidumbres sobre su datación o cantidad de desplazamiento (e.g., McCalpin, 2009). Además, desgraciadamente, el registro pre-histórico presenta dificultades para resolver algunas cuestiones:

- La identificación de terremotos de menor magnitud, sin rotura en superficie pero que pueden llegar a ser muy dañinos, como puso en evidencia el terremoto de magnitud M_W 5.1 en Lorca (2011). Las evidencias de rotura en superficie generalmente se asocian a terremotos de magnitud $M_W > 6$, dado que, estadísticamente, magnitudes inferiores tienen menos de un 50 % de probabilidad de romper la superficie (Biasi y Weldon, 2006).
- Interpretar si un desplazamiento se debe a una rotura multi-sección o multi-falla, o si forma parte de una secuencia (*cluster*) de eventos. Esto solo es posible si se cuenta con dataciones precisas de varias roturas que puedan ser correlacionables, o si pueden diferenciarse los mismos depósitos co- y post-sísmicos datables en varios registros, por ejemplo, en sedimentos de lagos (Howarth et al., 2014).

En este trabajo se aborda esta problemática mediante la generación de sismicidad sintética de larga duración, a través de simulaciones que nos permiten superar algunas limitaciones

de los catálogos sísmicos instrumentales e históricos relativos a su duración, completitud y precisión. El catálogo sintético de 100 ka, tras el proceso de calibración con leyes empíricas, datos reales de sismicidad regional y paleosismología, nos proporciona una muestra suficiente de terremotos para analizar la evolución espacio-temporal de la sismicidad a lo largo de los sucesivos ciclos sísmicos.

En primer lugar, la estimación de tasas anuales de ocurrencia de terremotos y frecuencias acumuladas son parámetros que pueden resultar de enorme interés en las evaluaciones de peligrosidad sísmica. En el Capítulo 5, se muestran las tasas anuales (eventos/año) obtenidas en el catálogo sintético para eventos superiores a M_W 4.5 en función de las diferentes fallas, secciones de falla y magnitudes (Figura 5.5). A pesar de que algunos terremotos históricos, de magnitudes $M_W < 5.0$ pueden asociarse a estructuras menores no contempladas en el modelo de fallas, en el caso de las tasas de ocurrencia anual para terremotos sintéticos moderados $4.5 < M_W < 6.0$, observamos una buena correlación de los resultados con las tasas estimadas en el catálogo histórico (Tabla 5.8), tomando los años de completitud definidos por IGN-UPM (2013). Por tanto, parece que la modelización de las fallas activas de mayor tamaño es bastante representativa de la sismicidad superior a M_W 4.5, aproximadamente la magnitud de completitud que hemos interpretado para el catálogo sintético (M_C 4.6).

Independientemente de su similitud para magnitudes pequeñas a moderadas, el catálogo sintético de larga duración enfatiza uno de los principales problemas del catálogo histórico-instrumental, especialmente para grandes magnitudes: la influencia de la ventana temporal de estudio. A lo largo de los sucesivos ciclos sísmicos se han analizado los tiempos transcurridos entre las ocurrencias de eventos sucesivos (tiempos inter-evento). En la Figura 7.7 se muestran los intervalos de tiempo inter-evento obtenidos en las simulaciones para distintos rangos de magnitud comparados con los estimados mediante la paleosismología ($M_W > 6$), cuyos criterios de cálculo, emplazamientos y referencias se describen en el Anexo B.1.

La simulación nos muestra frecuentemente un modelo clásico de relajación-reacumulación de esfuerzos, en el que la probabilidad de ocurrencia disminuye después de un gran evento y se va recuperando a medida que los esfuerzos tectónicos se reacumulan, controlando los intervalos de recurrencia. Sin embargo, veíamos en la Figura 5.6 que, si bien para eventos moderados éstos conservaban cierta periodicidad en los intervalos de tiempo transcurridos entre terremotos, a partir de una cierta magnitud (M_W 6.0-6.5) experimentan una gran variabilidad de periodos inter-evento. La variabilidad de tiempos inter-evento observada en los catálogos sintéticos a lo largo de varios ciclos sísmicos podría explicarse, al menos parcialmente, por la interacción entre fallas adyacentes dentro de un sistema complejo que induce, ocasionalmente, intervalos de tiempo más cortos entre eventos de gran magnitud.

En el Capítulo 5 veíamos que en la simulación basada en las fallas de las Béticas Orientales se suceden agrupaciones o *clusters* de terremotos de gran magnitud en los que, en poco más de

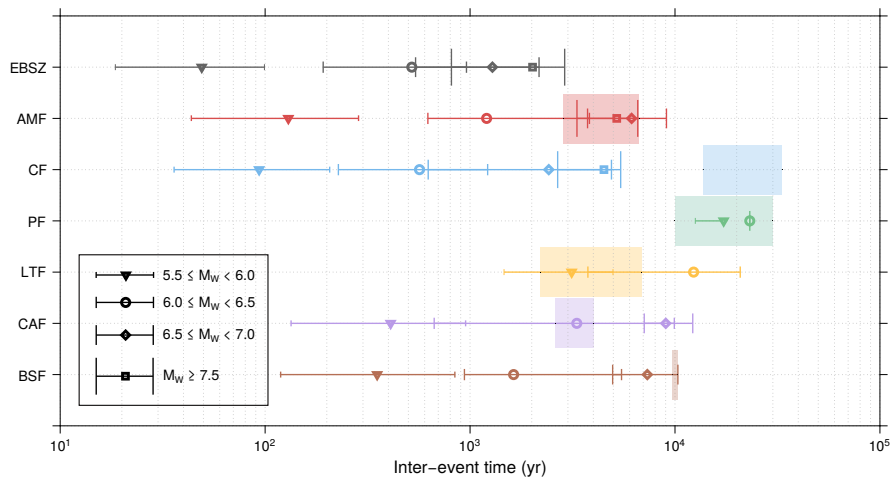


Figura 7.7: Intervalos de tiempo inter-evento obtenidos en las simulaciones para distintos rangos de magnitud (representados en líneas continuas), tomando los valores del rango intercuartílico 25-75 % (ver estadística completa en la Figura 5.6). Los resultados se comparan con los estimados mediante la paleosismología ($M_W > 6$), representados con un sombreado de color. Los criterios de cálculo, emplazamientos y referencias de los datos paleosismológicos se muestran en el Anexo B.1.

un siglo, se producen hasta 5 eventos de magnitud superior a M_W 6.0 (Figura 5.8a). Algunos de éstos podrían generarse como consecuencia de eventos “disparados” por transferencia de esfuerzos en secciones/fallas adyacentes en los sucesivos días, semanas o años. Para explorar las características de estas secuencias que interfieren en la recurrencia de terremotos grandes en las Béticas Orientales, en el apartado 5.5.5 se realizó un análisis estadístico preliminar consistente en determinar la dependencia temporal y espacial entre los eventos del catálogo sintético (Figura 5.14). De acuerdo con este análisis, podríamos definir un *cluster* en las Béticas Orientales como un par de eventos de magnitud $M_W \geq 6.0$ que ocurren en menos de ~ 27 años y a una distancia máxima de 30 km (Figura 5.15). Con estos criterios se identifican hasta 14 secuencias de eventos dependientes entre sí en un periodo de 100.000 años, todas iniciadas en las fallas de Alhama de Murcia, Carboneras y Bajo Segura (Figura 5.16).

La gran mayoría de secuencias de grandes terremotos conocidas consistieron en un par de eventos ocurridos en una pequeña área (e.g., Dieterich, 1994; Kagan y Jackson, 1991); aunque en algunos estudios estadísticos similares realizados en sistemas de fallas con altas tasas de deformación, como las del sur de California, se han llegado a considerar *clusters* de hasta tres o cuatro grandes eventos (Gilchrist, 2015). Que con los criterios definidos para las Béticas Orientales los resultados se limiten a dos eventos por secuencia puede justificarse por la menor tasa tectónica, ya que ésta parece jugar un rol importante al acentuar (o en este caso, atenuar) los cambios de esfuerzos tras sucesivos eventos en un proceso de “triggering”, influyendo en la probabilidad de ocurrencia a corto plazo de terremotos grandes (Toda y Stein, 2003). Hay que señalar que la distancia máxima inter-evento obtenida mediante el análisis estadístico genera dudas, ya que los 30 km definidos podrían resultar pocos para las

fallas de gran longitud. Por ejemplo, en la secuencia n° 5 de la Figura 5.16, se producen dos pares de terremotos (cuyos eventos cumplen los dos criterios inter-evento definidos) en cada una de las dos secciones de la Falla de Carboneras. Entre ambas secuencias transcurren, a su vez, menos de 27 años, pero están separadas geográficamente 136 km, por lo que no cumplen los dos criterios establecidos. Sin embargo, nos preguntamos si, tratándose de una falla de casi 150 km de longitud, el segundo par de eventos en CF-2 no estaría inducido por el cambio de esfuerzos tras los producidos en CF-1 con tan pocos años de antelación.

Por tanto, el análisis de la estadística espacio-temporal de los eventos simulados realizada en esta investigación es una aproximación que requiere una evaluación más detallada en el futuro. Aún así, las simulaciones de terremotos ponen de manifiesto la posibilidad física de que se produzcan secuencias sísmicas de grandes magnitudes en este sistema de fallas, lo que va en consonancia con las heterogeneidades observadas en la distribución de frecuencias para magnitudes grandes (Figura 5.3a). En algunas de las distribuciones de Frecuencia-magnitud correspondientes a los catálogos sintéticos se aprecia un cambio de pendiente en las magnitudes altas que recuerda a la curva de “recurrencia característica” del modelo de Schwartz y Coppersmith (1984) de terremoto característico (ver, p.ej., catálogo con el mejor ajuste, Figura 6.2a). Si bien en este trabajo hemos empleado una ley clásica de Gutenberg-Richter para abordar el proceso de selección del catálogo sintético con mejor ajuste para magnitudes moderadas, las características y la probabilidad de ocurrencia de terremotos de gran magnitud (o de secuencias de grandes eventos) motiva una investigación futura en mayor profundidad sobre cómo afectarían en la elección de un modelo de recurrencia, y si variarían en las diferentes secciones del Sistema de fallas de las Béticas Orientales.

Asimismo, después de algunos de estos *clusters* de eventos mencionados, observamos largos periodos de tiempo en los que no se produce ningún terremoto de gran magnitud, pero en los que sí permanece una sismicidad de fondo de magnitud inferior a M_W 5.5 (Figura 5.8). Después de un gran evento o una secuencia de grandes eventos, en los que sistema liberase todo el esfuerzo acumulado, se podría suceder un largo periodo de tiempo con apenas eventos moderados, como se viene produciendo tras la secuencia de terremotos $M_W \sim 8$ en la región intraplaca de New Madrid (área central de EE.UU.) en el siglo XIX, en la que permanece en curso una sismicidad de fondo de pequeña-moderada magnitud desde entonces. Según nuestro catálogo sintético, estos periodos sin terremotos $M_W > 6$ pueden durar más de 600 años (Figura 5.8b), similar al orden de tiempo de registro disponible en el catálogo histórico de las Béticas Orientales. Por consiguiente, la sismicidad sintética de larga duración pone de manifiesto que si nuestro marco temporal para evaluar la peligrosidad sísmica de una región se limita a ese periodo de sismicidad moderada $M_W < 5.5$, estaríamos subestimando el verdadero potencial sismogénico del sistema. La investigación paleosismológica en las Béticas Orientales ya nos ha mostrado que las fallas activas de la región son capaces de generar terremotos de magnitud superior a M_W 6.0; y las simulaciones de terremotos sintéticos con RSQSim nos

sugieren que además son físicamente capaces de producir terremotos aún mayores de M_W 7.0 en algunas de sus fallas si se dan las condiciones propicias de sincronización cerca del límite de la rotura en sus secciones. A esto se añade la posibilidad de que se generasen secuencias de eventos “disparados” entre secciones adyacentes.

Por otra parte, los modelos sintéticos podrían usarse para explorar la solidez de las paleointerpretaciones de posibles secuencias de eventos o saltos de la rotura, aunque actualmente en las Béticas Orientales estas interpretaciones son muy limitadas (Ortuño et al., 2012; Martín-Banda et al., 2021). Además, las tasas de *clustering* dependen de varios factores anteriormente citados, entre ellos, los parámetros friccionales de tasa y estado (Dieterich, 1994; Richards-Dinger y Dieterich, 2012) y la complejidad de la segmentación de las fallas (Gilchrist, 2015; Howarth et al., 2021), de una manera similar a cómo influyen en la re-nucleación de la rotura en terremotos multi-falla. Dado que podrían existir unos patrones de comportamiento del *clustering* espacio-temporal de terremotos grandes condicionadas por los cambios de dirección de las secciones de falla y los espacios entre fallas (Figura 7.5), las mejoras mencionadas en la modelización de las zonas intersegmento, de los cambios de buzamiento y de la variación espacial de los coeficientes friccionales quizás también arrojarían luz sobre estos patrones de comportamiento de la sismicidad.

Finalmente, numerosos estudios probabilistas enfocados en la evaluación de la peligrosidad sísmica se basan en frecuencias empíricas tomadas de los datos de sismicidad real, a menudo incompletos e insuficientes. La disparidad en el comportamiento de la sismicidad en un periodo de tiempo de 100.000 años y la variabilidad de tiempo entre eventos o *clusters* de eventos nos hace cuestionarnos algunos métodos de completitud de los catálogos sísmicos. Los simuladores de terremotos sintéticos, como el código RSQSim empleado en este trabajo, presentan limitaciones relativas a las aproximaciones dinámicas o a las condiciones reológicas de la corteza; pero, a pesar de ello, los resultados apuntan a cuestiones que van más allá de lo observado en los catálogos históricos y ayudan a un mejor entendimiento del registro paleosísmico. Creemos que los catálogos sintéticos de larga duración y la modelización de las geometrías 3D de un sistema de fallas lentas como el de las Béticas Orientales, en combinación con métodos estadísticos que incorporen incertidumbres epistémicas en los modelos, pueden contribuir en las evaluaciones de peligrosidad mejorando los procedimientos de testeo de los escenarios más desfavorables y las tasas anuales de ocurrencia de terremotos.

7.6 Aplicación al estudio de la amenaza sísmica

Los resultados de esta Tesis Doctoral tienen aplicaciones claras en el estudio de la amenaza sísmica, tanto a una escala local como regional. La estimación de la tasa de deslizamiento neto es clave para valorar el potencial sismogénico de una falla, y por ello, la estimación de tasas

de deslizamiento en la terminación noreste de la Falla de Alhama de Murcia puede contribuir a la actualización de las bases de datos de fallas que sirven de base para la estimación de la peligrosidad.

La modelización del Sistema de fallas de las Béticas Orientales y la simulación de sismicidad sintética de 100.000 años de duración, nos ha permitido reproducir terremotos de gran magnitud poco frecuentes, apenas registrados en los catálogos históricos, pero que serían resultado de roturas físicamente plausibles en estas fallas. Así, se han estimado sus posibles tasas de ocurrencia, que complementan los datos aportados por el registro paleosísmico, lo que permitiría aportar aún más solidez a esas interpretaciones.

Por tanto, una de las principales aportaciones de los simuladores de terremotos es la aproximación a los terremotos máximos posibles en las fuentes sismogénicas (Tabla 7.1), que pueden ser algo diferentes a las magnitudes estimadas por leyes empíricas. La simulación con RSQSim sobre el modelo de fallas 3D, que incluye las tasas de deslizamiento estimadas, nos permite considerar modificaciones del ciclo de carga y liberación de esfuerzos acumulados en una sección debido a la interacción con otras fallas del sistema. Lo vemos, por ejemplo, en la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla, protagonista de este trabajo. Si valoramos los parámetros geométricos que condicionan el máximo área de rotura (una longitud máxima de la traza de 25 km, un buzamiento de 49-69° estimado en la sismica de reflexión, y un espesor de corteza sismogénica de 12 km) y usamos las relaciones empíricas recomendadas por Stirling et al. (2013) para regiones de borde de placa y fallas de deslizamiento lento (Hanks y Bakun (2008); Stirling et al., 2008; Wesnousky, 2008), obtenemos para el segmento Alhama de Murcia – Alcantarilla un rango de magnitudes máximas de M_W 6.5 – 6.8. Para este cálculo se han tomado los valores promedio obtenidos en cada relación empírica. En cambio, el catálogo sintético con el mejor ajuste muestra que el terremoto máximo simulado con epicentro en la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla alcanza una magnitud ligeramente superior a lo estimado con las relaciones empíricas: M_W 7.0. Solo se produciría un evento de esta magnitud en la sección Alhama de Murcia – Alcantarilla en un intervalo de tiempo de 100 ka, si bien se alcanzan un total de 8 terremotos simulados con magnitud igual o superior a M_W 6.0, con tiempos inter-evento variables de entre 3400 y 35900 años (promedio 13940 años).

Una vez valorada la influencia de la interacción de fallas en las magnitudes alcanzadas, para evaluar las implicaciones de los terremotos máximos obtenidos en la peligrosidad sísmica de la región (Tabla 7.1), se ha llevado a cabo una estimación determinista de la intensidad de movimiento del suelo (en este caso, en términos de aceleración pico, PGA (g)) y su distribución. Se han empleado dos modelos de atenuación: el modelo regional de Akkar et al. (2014) como ecuación principal; y el modelo global de Campbell y Bozorgnia (2014), para explorar la sensibilidad de las ecuaciones de atenuación en los resultados. Asimismo, se han incorporado factores de potencial amplificación sísmica dependientes del tipo de suelo, realizando

Tabla 7.1: Terremotos máximos alcanzados en las simulaciones con RSQSim en cada falla y sección de falla del sistema modelizado de las Béticas Orientales. En la 4ª y 5ª columna se muestran las aceleraciones pico PGA máximas alcanzadas en los escenarios deterministas de peligrosidad sísmica (Capítulo 6) aplicando los modelos de atenuación de Akkar et al. (2014) (AKK14) y Campbell y Bozorgnia (2014) (CB14) sobre la sismicidad sintética de 100 ka.

Falla	Sección	M_{Wmax}	Máxima PGA_{max} (g) AKK14 + amplificación	Máxima PGA_{max} (g) CB14
Falla de Carboneras (CF)		7.6	0.62	0.56
	CF-1	7.6		
	CF-2	7.6		
Falla de Palomares (PF)		6.7	0.59	
	PF-1	5.4		
	PF-2	5.2		
	PF-3	6.7		
Falla de Alhama de Murcia (AMF)		7.4	0.62	0.77
	AMF-1	7.4		
	AMF-2	7.4		
	AMF-3	6.3		
	AMF-4	7.0		
Falla de Los Tollos (LTF)		6.6	0.58	
Falla de Carrascoy (CAF)		6.9	0.60	
	CAF-1	6.9		
	CAF-2	6.9		
Falla de Bajo Segura (BSF)		7.1	0.63	0.77
	BSF-1	6.6		
	BSF-2	6.9		
	BSF-3	6.7		
	BSF-4	7.1		

previamente un análisis geotécnico de las formaciones geológicas superficiales de la región.

Los escenarios más desfavorables de las fallas del sistema con mayor potencial sismogénico, las de Alhama de Murcia y Carboneras (Figuras 6.7a y 6.6a), ponen de manifiesto valores de aceleración máximos de en torno a 0.6 g en las proximidades de la falla, consecuencia de sendos terremotos máximos de magnitud M_W 7.4 y 7.6 (Tabla 7.1). Esto equivaldría a una intensidad macrosísmica MMI de VIII-IX según la escala de equivalencia definida por la USGS americana (Wald et al., 1999). A modo comparativo, el terremoto de Lorca de Mayo de 2011, de magnitud M_W 5.1, intensidad macrosísmica VII e hipocentro localizado en uno de los segmentos de la Falla de Alhama de Murcia, alcanzó un PGA de 0.36 g en uno de los acelerómetros del municipio.

La distribución del PGA dependería del buzamiento de la falla y de los tipos de suelo de la zona. La evaluación del potencial de amplificación de los suelos de la región de las Béticas Orientales en función de sus propiedades dinámicas, aún siendo un análisis a gran escala y superficial, permite destacar algunas zonas críticas que verían incrementar la severidad de los daños producidos por un gran terremoto debido a las aceleraciones pico alcanzadas. Las

llanuras de inundación de los ríos Guadalentín y Segura, que discurren próximos a importantes áreas urbanas, se caracterizan por potentes depósitos de sedimentos de granulometría fina, frecuentemente saturados. Estos depósitos, que se clasifican, geotécnicamente, como suelos muy blandos, presentan velocidades de ondas V_{S30} inferiores a 180 m/s en los primeros metros de profundidad, lo que se asocia con numerosas evidencias de amplificación de las ondas sísmicas durante un terremoto (Borcherdt, 1994; BSSC, 2015, 2020). La combinación de la proximidad a las fallas y el emplazamiento sobre suelos blandos hace que ciudades de más de 30.000 habitantes como Murcia capital, Orihuela y Torre Vieja (y otros numerosos núcleos urbanos próximos) sean muy vulnerables frente a terremotos superiores a M_W 6.0, alcanzando aceleraciones PGA por encima de 0.5 g (Tabla 7.2).

Las estimaciones de PGA son sensibles a la ecuación de atenuación (GMPE) escogida. La comparativa entre los modelos de atenuación de Akkar et al. (2014) y Campbell y Bozorgnia (2014) muestra que las características geométricas del plano de rotura en fallas con buzamiento, como las de Alhama de Murcia y Bajo Segura, son las que determinan las principales divergencias en los resultados (Figuras 6.12 y 6.13). Además de las limitaciones propias del modelo de atenuación, también debemos prestar atención a las derivadas de la estimación del factor de amplificación. La amplificación de ondas sísmicas durante su propagación por el medio no es lineal y depende de heterogeneidades del terreno no consideradas con detalle en nuestra estimación. Las zonas de la región de las Béticas Orientales descritas en este trabajo como muy vulnerables a un aumento considerable de los valores de aceleración máxima, precisan de valoraciones *in situ* de sus propiedades geotécnicas hasta varias decenas de metros de profundidad. En este sentido, algunos países como Estados Unidos, cuentan con bases de datos gubernamentales que recopilan datos directos de V_{S30} y clasifican los suelos del territorio según su potencial de amplificación para su aplicación directa en los estudios de peligrosidad sísmica (BSSC, 2020; <https://www.wbdg.org/additional-resources/tools/bssc2020nehrp>), lo

Tabla 7.2: Aceleraciones pico PGA máximas alcanzadas en los escenarios deterministas de peligrosidad sísmica (Capítulo 6) para tres de las fallas del sistema aplicando los modelos de atenuación de Akkar et al. (2014) (AKK14) y Campbell y Bozorgnia (2014) (CB14) sobre la sismicidad sintética de 100 ka para magnitudes M_W 6.1-6.2 (10% POE en 50 años) y M_W 6.5-6.6 (5% POE en 50 años). Las estimaciones con AKK14 incluyen el factor estimado de amplificación de las ondas sísmicas.

	Máxima $PGA_{Mw\ 6,5-6,6}$ (g)	Máxima $PGA_{Mw\ 6,1-6,2}$ (g)	Máxima $PGA_{Mw\ 6,1-6,2}$ (g)
	AKK14 + amplificación		CB14
Falla de Carboneras (CF)	0.58	0.52	0.47
Falla de Alhama de Murcia (AMF)	0.58	0.51	0.54
Falla de Bajo Segura (BSF)	0.59	0.54	0.54

que podría emularse en otras regiones con una geología muy heterogénea, como la Península Ibérica.

De igual forma, los factores de amplificación asignados en este trabajo (hasta 2.6 veces la aceleración en roca) se consideran valores factibles y contrastados por la norma NERHP con numerosos datos empíricos (BSSC, 2015), pero se conocen casos en los que el efecto local de amplificación ha sido incluso mayor. Durante el terremoto de Kaikoura de 2016 (M_W 7.8), en rellenos portuarios de gravas y arenas se alcanzaron aceleraciones 3.2 veces superiores a las registradas en acelerómetros próximos emplazados en roca firme (Bradley et al., 2017; Cubrinovski et al., 2017), que además provocaron fenómenos de licuefacción. Por consiguiente, no se puede descartar que en zonas litorales de las Béticas con suelos similares (naturales y artificiales) se pudieran alcanzar amplificaciones más severas de las estimadas (p.ej., Torrevieja), a lo que hay que añadir otros efectos locales topográficos (Wald y Allen, 2007) y de interferencia de ondas refractadas por los bordes de las cuencas sedimentarias (Kawase, 1996).

Para terminar, la aproximación determinista llevada a cabo puede constituir un punto de partida para la aplicación de la sismicidad sintética en otras evaluaciones de peligrosidad con distinto enfoque. Los estudios de peligrosidad sísmica, comúnmente probabilistas, están conformados, a grandes rasgos, por dos componentes: un modelo de probabilidad de la rotura (*earthquake rupture forecast*) y un modelo de atenuación (GMPE). A pesar de los supuestos considerados y las incertidumbres epistémicas, lo interesante de la aplicación de las simulaciones de terremotos sintéticos en las evaluaciones de peligrosidad sísmica sería usarlos como test de control en los modelos de roturas probables, lo que mejoraría su fiabilidad al introducir las propiedades físicas (geométricas, friccionales) de las fallas. Una posible aproximación al análisis probabilista a partir de los resultados de las simulaciones de sismicidad sintética sería calcular la tasa de participación en la rotura de cada uno de los elementos del sistema de fallas, independientemente de dónde se nucleen los eventos, es decir, obtener una distribución de magnitudes-frecuencias en cada elemento. Así, tendríamos un rango de distribuciones de magnitud-frecuencia con sus respectivas incertidumbres en cada falla, con las que poder evaluar la probabilidad de rotura en cada una de ellas. Otra aproximación posible, ya adelantada anteriormente, es la aplicación de modelos dinámicos que reproduzcan directamente las aceleraciones del suelo resultantes de un terremoto, en lugar de utilizar leyes empíricas de atenuación. Sin embargo, la gran capacidad de computación necesaria para combinarlos con simulaciones de larga duración supone aún una limitación difícil de superar. Por el momento, de acuerdo a lo discutido en este trabajo de investigación, las simulaciones cuasi-dinámicas con RSQSim resultan satisfactorias como complemento a los modelos utilizados en las evaluaciones de peligrosidad sísmica en una región de baja deformación y moderada sismicidad.

7.7 Posibles líneas de investigación futuras

A continuación, se enumeran algunas posibles investigaciones que podrían abordarse en el futuro de acuerdo con las cuestiones discutidas en este Capítulo:

- **Revisión de las interpretaciones con nuevos perfiles de sísmica y con estimaciones de deformación horizontal de la corteza obtenidas a partir de nuevos datos geodésicos.**

Por un lado, nuevos perfiles de sísmica moderna con mayor resolución que los empleados en este trabajo permitirían contrastar las interpretaciones realizadas y mejorar las estimaciones de desplazamientos verticales. Por otro lado, la actualización y mejora progresiva del registro de datos geodésicos en las Béticas Orientales y el establecimiento de nuevas estaciones en lugares estratégicos podría resolver muchos de los interrogantes que han surgido a lo largo de esta Tesis Doctoral. Estaciones situadas entre grandes estructuras activas del sistema podrían arrojar luz sobre cómo las estructuras absorben la deformación elástica, así como la determinación de profundidades de bloqueo y/o comportamiento asísmico. Principalmente, algunas estaciones geodésicas ya situadas en la depresión del Guadalentín podrían proporcionar datos próximamente sobre el reparto de la deformación entre la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Palomares, y entre las estructuras que limitan el norte de la depresión: la terminación norte de la Falla de Alhama, la Falla de Los Tollos y la Falla de Carrascoy. La información procedente de las estaciones GPS también nos seguiría aportando un conocimiento más sólido sobre la orientación de los esfuerzos regionales dominantes, que como se ha discutido, condiciona la proporción entre deslizamiento lateral y acortamiento, y la concentración de esfuerzos previa a la rotura. Un posible trabajo sería explorar la variación de esfuerzos dinámicos necesarios para superar la fricción estática de segmentos de falla mal orientados con respecto al campo de esfuerzos regional, y cómo repercutirían en posibles saltos de la rotura entre segmentos adyacentes.

- **Integración y propagación de incertidumbres en los modelos sintéticos.**

Desarrollo de un flujo de trabajo que permita propagar adecuadamente las incertidumbres epistémicas más relevantes en los resultados de los modelos sintéticos, especialmente las concernientes a los parámetros de entrada del modelo (geometrías de falla, tasas de deslizamiento, etc.). El análisis conjunto de múltiples catálogos con diferentes parámetros de entrada y condiciones de contorno podría servir para obtener frecuencias anuales promedio con sus respectivas dispersiones. De esta forma, los resultados contemplarían un rango de coeficientes friccionales y de esfuerzos iniciales, que como hemos visto, son factores que condicionan parcialmente los resultados. Esto permitiría

combinar o comparar los resultados obtenidos con el simulador RSQSim, que se rige por leyes físicas, con otras metodologías que se basan en leyes estadísticas.

- **Actualización del modelo de fallas 3D.**

En primer lugar, se prevé ampliar la duración del tiempo de simulación hasta 1 Ma. Si bien esto implica un aumento considerable del tiempo de computación y el tratamiento posterior de los datos, nos puede aportar resultados más robustos de la sismicidad de las fallas más lentas, como la Falla de Palomares. Por otra parte, una posibilidad de mejora del modelo de fallas 3D es la inclusión de un gran número de pequeñas fallas distribuidas de manera aleatoria por el sistema (e.g., Robinson et al., 2011) que reproduzcan una sismicidad de fondo de pequeña magnitud. Este complemento en el modelo podría aliviar los esfuerzos normales inducidos por las fallas principales sobre sí mismas, previniendo la acumulación durante períodos prolongados haciéndolas irrealmente débiles o resistentes, según el caso.

Otras posibles mejoras del modelo 3D incluirían una revisión de las geometrías de las secciones inversas de la Falla del Bajo Segura y otras fallas asociadas, una actualización de las tasas de deslizamiento de la Falla de Palomares conforme se vayan adquiriendo nuevas estimaciones (geodésicas u obtenidas por geofísica o paleosismología), y la inclusión de mayores complejidades estructurales. En relación a esto último, las complejidades geométricas incluirían, por ejemplo, ramas secundarias, geometrías de tipo *step-over* y solapamientos similares de segmentos, zonas intersegmento complejas, y cambios de buzamiento en profundidad.

- **Estudio detallado de las complejidades geométricas 3D de las fallas en la evolución espacio-temporal de la sismicidad y en la propagación de la rotura.**

Dado que las simulaciones de terremotos ponen de manifiesto la posibilidad física de que se produzcan secuencias sísmicas de grandes magnitudes en este sistema de fallas, el consecuente paso sería investigar en mayor profundidad las características y la probabilidad de ocurrencia de estas secuencias, así como su distribución a lo largo del Sistema de fallas de las Béticas Orientales. Los modelos sintéticos pueden resultar útiles para explorar la solidez de las paleo-interpretaciones de posibles secuencias de eventos o saltos de la rotura (actualmente muy limitadas en las Béticas Orientales), mediante la selección de ventanas temporales “móviles” de una duración fija a lo largo del catálogo simulado.

Se pretende abordar las complejidades geométricas 3D del sistema de fallas con mayor detalle, explorando su influencia en la distribución espacio-temporal de la sismicidad

y en el comportamiento de la rotura. Esto implicaría modelizar, de forma sistemática, terminaciones más complejas de las secciones de falla, ramas secundarias y cambios de buzamiento en profundidad, comparando los catálogos sintéticos resultantes con los obtenidos en el modelo simple. El objetivo sería evaluar posibles efectos “barrera” de estas estructuras en la propagación de la rotura, los condicionantes que limitan el “salto” de la rotura entre fallas y su influencia en la ocurrencia de *clusters* de eventos grandes.

No obstante, el modelo actual nos ofrece muchas posibilidades para aproximarnos a la influencia de los cambios de dirección de las secciones y las distancias entre fallas en el comportamiento de la rotura. Esto motiva un estudio más específico de la distribución espacial de la sismicidad moderada-alta instrumental, histórica y paleosísmica en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales. Como, por el momento, la información disponible será limitada, las simulaciones de terremotos basadas en leyes físicas servirían de refuerzo para identificar posibles condicionantes geométricos sobre el fenómeno sísmico.

- **Modelización de la heterogeneidad friccional en las zonas de falla de las Béticas Orientales. Exploración de posibles comportamientos de *creep* asísmico.**

Se prevé introducir la variación espacial de los coeficientes de fricción dependiente de la velocidad de deslizamiento en el modelo 3D, es decir, a y b en la terminología de la ley friccional ‘*rate-and-state*’ que sirve de base en las simulaciones con el código RSQSim. Esto permitiría reproducir debilitamiento o endurecimiento friccional al variar la velocidad del deslizamiento, siendo éstos factores que condicionan la nucleación y la propagación de la rotura. Es posible definir elementos de la malla del modelo con coeficientes de fricción de ‘tasa y estado’ ($a-b$) positivos con el objetivo de explorar la repercusión de un posible comportamiento de *creep* asísmico en algunas porciones de fallas del sistema, como se ha sugerido para algunos dominios de las fallas de Alhama de Murcia y Carboneras debido a sus propiedades mecánicas (Faulkner et al. 2003; Niemeijer y Vissers, 2014; Alonso-Henar et al., 2021).

- **Modelización dinámica de la rotura y otros efectos viscoelásticos.**

RSQSim hace una aproximación cuasi-dinámica a la nucleación y la propagación de la rotura, pero no representa la influencia de la propagación de las ondas sísmicas ni otros efectos dinámicos resultantes, como las aceleraciones del terreno ni las deformaciones plásticas *off-fault*. Los modelos plenamente dinámicos (e.g., Barall, 2009; Pelties et al., 2012) son capaces de representar esos efectos, pero actualmente, los límites computacionales requeridos obligan a modelizar un sólo ciclo sísmico (un sólo evento), lo que inhibe su uso para modelizaciones multi-ciclo necesarias en un análisis a largo plazo.

No obstante, la modelización dinámica de la nucleación y propagación de terremotos en las fallas de las Béticas Orientales, aún desde un enfoque determinista a partir de un evento particular (p.ej., el terremoto de Lorca 2011), nos aportaría interesante información sobre la interacción de la rotura sísmica y el comportamiento del frente de ondas con respecto a las complejidades estructurales de las fallas (p.ej., el efecto de la directividad). También facilitaría modelizar directamente las velocidades y/o aceleraciones del terreno alcanzadas, entre muchas otras cuestiones.

Una aproximación ‘híbrida’ posible sería evaluar con el modelo cuasi-estático las características de los terremotos y la variación de los esfuerzos antes y después de grandes eventos, y emplear a continuación un modelo dinámico de la rotura para estudiar la intensidad del movimiento del terreno debida a dichos cambios de esfuerzos, de manera similar a como lo resuelve Gilchrist (2015) con RSQSim junto con el código de rotura dinámica FaultMod (Barall, 2009).

Asimismo, muchas propiedades de la corteza no están contempladas en un semi-espacio elástico homogéneo como el representado en este trabajo, y explorar cómo los posibles efectos viscoelásticos de la corteza inferior influyen en la evolución de los ciclos sísmicos (por ejemplo, en la ocurrencia de *clusters* de eventos) solo sería posible implementando modelos que integrasen efectos no-elásticos en profundidad (e.g., Pollitz, 2012).

- **Análisis probabilista de la rotura a partir de la sismicidad sintética a largo plazo.**

Consideramos que una aportación útil de los modelos de sismicidad sintética de larga duración es servir como complemento a los procedimientos de testeo de otros modelos con enfoque estadístico/probabilista, reforzando los métodos de completitud de la sismicidad y las estimaciones de recurrencias y terremotos máximos. Una aproximación al análisis probabilista a partir de los resultados de las simulaciones de sismicidad sintética sería elaborar un modelo de probabilidad de la rotura. En lugar de calcular la distribución de magnitudes y frecuencias con respecto a la nucleación, podría resultar relevante para la peligrosidad calcular la tasa de participación de las roturas de cada uno de los elementos del modelo de fallas (veces que una magnitud “pasa” por un elemento), independientemente de dónde se nuclean los eventos. Así, tendríamos un rango de distribuciones de frecuencias y magnitudes con respecto a la rotura en cada falla o sección de falla, con sus respectivas incertidumbres epistémicas.

Capítulo 8

Conclusiones finales

Sobre la interpretación estructural de la terminación NE de la Falla de Alhama de Murcia.

La evolución tectónica reciente de la Falla de Alhama de Murcia en su sección NE está estrechamente relacionada con el desarrollo y la inversión tectónica de la cuenca de Fortuna durante el Mioceno. La integración e interpretación de perfiles de sismica de reflexión, sondeos y otros datos geológico-estructurales del sector suroccidental de la cuenca (subcuenca de Mula-Archena) proporciona observaciones estructurales con implicaciones en los modelos de falla propuestos en relación con la geometría y la evolución de la cuenca:

- Una reactivación transpresiva de la Falla de Alhama de Murcia en el Mioceno tardío podría explicar el buzamiento del plano de falla interpretado ($\sim 59^\circ$) y los rasgos estructurales identificados, posiblemente asociados a una inversión tectónica positiva localizada. La componente vertical del deslizamiento, en relación con la orientación de los esfuerzos, es compatible con esta interpretación.
- El análisis de la interpretación sísmica ayuda a restringir un rango preferente de edad entre el Tortoniense tardío (7.6 Ma) y el Messiniense (5.3 Ma) para la reactivación transpresiva de la Falla de Alhama de Murcia.
- La escasa resolución de los datos sísmicos bajo el basamento Bético (a partir de ~ 4 km) dificulta concluir la presencia de una falla normal de bajo ángulo que separe el basamento del relleno de la cuenca. Aún así, este modelo estructural explicaría la formación de una zona de acomodación y las estructuras invertidas típicas observadas.
- Alternativamente, sugerimos la presencia de un sistema de fallas heredadas de alto buzamiento que penetran en el basamento, relacionadas con la zona de falla de Alhama de Murcia, que no sólo podrían acomodar el desplazamiento a mayor profundidad, sino también permitir la reactivación de la falla con la cinemática sinistral-inversa dominante actualmente.

- En relación con la génesis de la cuenca de Fortuna, con nuestros datos no podemos descartar o respaldar si la cuenca miocena, en su sector suroccidental, se desarrolló como una cuenca verdaderamente extensional controlada por una gran falla normal, o si fallas transcurrentes conjugadas controlaron la formación de la cuenca. Para resolver el papel de la Falla de Alhama en la evolución de la cuenca de Fortuna en el Mioceno se necesita abordar nuevas investigaciones.
- La interpretación estructural de los perfiles de sísmica de reflexión y los datos de sondeos de la subcuenca de Mula-Archena, junto a la construcción de un modelo tridimensional, conducen a un mejor entendimiento de la relación tectono-sedimentaria entre la cuenca de Fortuna y las fallas interpretadas, principalmente, la Falla de Alhama de Murcia. También nos proporcionan los rasgos estructurales y marcadores necesarios para aplicar técnicas de restitución de secciones transversales para la posterior estimación de tasas de deslizamiento.

Sobre la estimación de tasas de deslizamiento a largo plazo en el extremo NE de la Falla de Alhama de Murcia.

En este trabajo empleamos la interpretación sísmica, la toma de datos estructurales en campo, la restitución de secciones transversales, el análisis de desplazamiento vertical 3D y la descomposición de orientaciones GPS para estudiar la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia (sección Alhama de Murcia – Alcantarilla) y estimar sus tasas de deslizamiento a largo plazo. Las principales conclusiones son las siguientes:

- En esta zona, la falta de evidencias geomorfológicas que muestren actividad reciente ha propiciado la escasez de datos de deslizamiento y la limitación de parámetros geométricos estimados hasta el momento. La mayor parte de los materiales deformados cerca de la falla son anteriores al Plioceno y muchos manifiestan un cierto control tectónico, por lo que se hace necesario estimar tasas de deformación a largo plazo mediante marcadores pre-Cuaternarios.
- Para obtener tasas de deslizamiento a favor del buzamiento (*'dip-slip'*) y tasas de acortamiento, en esta investigación se han aplicado satisfactoriamente métodos cinemáticos de restitución de perfiles transversales a lo largo de la traza de la sección Alhama de Murcia–Alcantarilla. Se estiman una tasa máxima de deslizamiento a favor del buzamiento de 0.20 (+0.05/−0.04) mm/a y una tasa de acortamiento de 0.10 (+0.03/−0.02) mm/a al SO de la sección (sector Librilla).
- Los valores estimados a partir de las restituciones se combinaron con vectores de movimiento GPS regionales para estimar las tasas de deslizamiento lateral (max. 0.23

($+0.21/-0.16$) mm/a en el sector Librilla). Se calcula un ratio *tasa deslizamiento según buzamiento / tasa de deslizamiento lateral* de 0.86 en al SO de la sección, siendo una relación bastante superior a la estimada en la sección sur de esta falla, lo que denotaría un mayor dominio de la componente vertical del deslizamiento concentrada en una única traza en la terminación NE.

- Estimamos una tasa de deslizamiento neto máxima de 0.32 ($+0.18/-0.13$) mm/a en el sector suroeste de la sección de falla, y una tasa de deslizamiento neto mínima de 0.05 ($+0.03/-0.02$) mm/a en el sector noreste (últimos 4.8–7.6 Ma), usando para el cálculo de la componente lateral un rango preferente de vectores de convergencia GPS (cabeceo sobre el plano de falla: 25° - 58° NE) de acuerdo a los datos cinemáticos y sismotectónicos disponibles.
- Los resultados de la restitución de perfiles, junto a un análisis 3D de desplazamiento vertical, evidencian una disminución de la tasa de deslizamiento hacia el extremo noreste de la Falla de Alhama de Murcia. La distribución de la tasa de deslizamiento a lo largo de la sección norte de la falla apoya la hipótesis de transferencia de deformación entre la Falla de Alhama de Murcia con, al menos, la cercana Falla de Carrascos, que estaría absorbiendo parte de la componente de acortamiento NNO-SSE durante el Plio-Cuaternario.
- Las tasas de deslizamiento a largo plazo y los rasgos geométricos interpretados en la terminación norte de la Falla de Alhama de Murcia (tramo Alhama de Murcia–Alcantarilla) en esta investigación son importantes para futuros trabajos con implicaciones en la amenaza sísmica, debido especialmente a su proximidad a la densamente poblada ciudad de Murcia y a su interacción con otras fallas de las Béticas Orientales al norte del valle del Guadalentín.

Sobre el estudio de las interacciones y el comportamiento de la rotura sísmica en las fallas de las Béticas Orientales.

El código cuasi-dinámico de simulación de terremotos RSQSim, utilizado en esta investigación, reproduce los procesos que controlan la nucleación y propagación de la rotura sísmica a partir de la geometría 3D de las fallas de las Béticas Orientales, su cinemática, sus tasas de deslizamiento a largo plazo y las propiedades de fricción dinámica de Dieterich (1979). La aplicación de las simulaciones de terremotos nos ha permitido generar catálogos sísmicos sintéticos de 100 ka de duración. Estos modelos sintéticos persiguen superar las limitaciones del actual registro instrumental, que abarca un periodo de tiempo muy breve, y del catálogo de terremotos históricos, que puede resultar impreciso y escaso comparado con los largos periodos intersísmicos que caracterizan las fallas de movimiento lento de la región. El análisis

de esta sismicidad de larga duración basada en las propiedades físicas de las fallas del sistema nos aporta interesantes conclusiones:

- El catálogo sintético óptimo obtenido en este estudio se correlaciona bien estadísticamente con relaciones empíricas, con datos de sismicidad regional real en términos de frecuencia anual acumulada, y con los intervalos de tiempo de recurrencia promedio estimados a partir de datos paleosísmicos. A partir del análisis de la distribución de frecuencias-magnitudes, se ha calculado una magnitud de completitud de M_C 4.6, a partir de la cual la sismicidad sintética generada por las grandes fallas modelizadas se asume que es representativa de la sismicidad de la región.
- El catálogo de terremotos sintéticos con el mejor ajuste muestra una buena correlación con el catálogo histórico con respecto a las tasas de ocurrencia anual estimadas para terremotos $M_W \leq 6.0$. Se estima una tasa de 0.07 eventos/año para terremotos de magnitud M_W 5.0-5.4, semejantes al severo terremoto de Lorca de 2011 (M_W 5.1).
- Las simulaciones muestran que las fuentes sismogénicas con mayor número de eventos nucleados son la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Carboneras. Este hecho se debe a sus tasas de deslizamiento superiores a 1 mm/año en alguna de sus secciones y, posiblemente, a una cinemática de deslizamiento lateral dominante que parece favorecer la propagación de la rotura entre secciones de la misma falla.
- Según el modelo sintético, sólo alrededor del 10 % de los eventos simulados tiene una magnitud mayor de M_W 5.0, pero todas las fallas del sistema son físicamente capaces de generar terremotos de magnitud $M_W \geq 6.0$ durante un período de 100 ka.
- Los catálogos sintéticos muestran varios eventos de magnitud $M_W \geq 7.0$ en la Falla de Alhama de Murcia (magnitud máxima M_W 7.4) y la Falla de Carboneras (magnitud máxima M_W 7.6), con tiempos inter-evento de entre 5000 y 40000 años; y un evento de magnitud M_W 7.1 en la Falla del Bajo-Segura. La Falla de Carrascoy, ubicada al NE del sistema de fallas, como la Falla del Bajo Segura y con una distribución de magnitudes muy similar, registra un terremoto sintético máximo de M_W 6.9. El simulador basado en la física reproduce menos sismicidad en la Falla de Palomares y en la Falla de Los Tollos, con magnitudes máximas simuladas de M_W 6.7 y M_W 6.6, respectivamente.
- Aunque los grandes terremotos de magnitud $M_W \geq 6.0$ en el Sistema de fallas de las Béticas Orientales tendrían tiempos inter-evento de unos pocos miles (en el caso de las fallas de Alhama y Carboneras) a decenas de miles de años, eventos de magnitudes $5.0 < M_W < 6.0$, que han resultado bastante destructivos recientemente en esta región, podrían ocurrir en intervalos variables de tiempo de menos de 1000 años (menos de 100 años para magnitudes $M_W \leq 5.5$) de acuerdo con el análisis del catálogo simulado.

-
- Las simulaciones de múltiples ciclos sísmicos realizadas en este estudio sugieren que todas las fuentes sísmicas del Sistema de fallas de las Béticas Orientales serían teóricamente capaces de propagar la rotura más allá de la sección donde se nuclea el terremoto. Sin embargo, observamos que sólo las fallas de Alhama de Murcia, Carboneras y Carrascoy (además de Los Tollos, que tiene una única sección) son capaces de generar una rotura completa de la falla. El modelo de sismicidad sintética sugiere que la generación más probable de grandes terremotos de magnitud $M_W > 6.7$ en las Béticas Orientales sería como consecuencia de un “salto” de la rotura entre fallas cercanas del sistema.
 - El catálogo simulado muestra encadenamientos de la rotura (que no implican necesariamente la rotura completa de ambas fallas) entre la Falla de Carboneras y la sección sur de la Falla de Palomares con un tiempo de recurrencia variable de menos de 20.000 años; y ”saltos” de la rotura menos frecuentes entre la Falla de Alhama de Murcia con las fallas paralelas de Los Tollos y la sección norte de Palomares por transferencia de esfuerzos estáticos. No se pueden descartar otras combinaciones de roturas complejas si consideramos además la transferencia de esfuerzos dinámicos (i.e., propagación de ondas) no considerada en nuestro modelo, además de un mayor número de complejidades geométricas en las fallas (ramas secundarias, *stepovers*, etc.).
 - A pesar de su menor actividad, la Falla de Los Tollos parece tener un papel de enlace entre las otras fallas del sistema de las Béticas Orientales, ya que observamos que está involucrada en la mayoría de las roturas multi-falla. Esto se puede asociar a su cercanía a las secciones al sur de la Falla de Alhama de Murcia con mayor potencial de encadenar una gran rotura conjunta, y su orientación óptima con respecto a ellas. No se puede descartar, por tanto, que paleo-roturas superficiales identificadas en fallas como ésta pudieran asociarse a terremotos complejos nucleados inicialmente en la Falla de Alhama de Murcia.
 - La gran variabilidad de los tiempos entre eventos observados a lo largo de sucesivos ciclos sísmicos, especialmente entre terremotos de $M_W > 6$, evidencian cómo las interacciones entre fallas próximas condicionan la distribución espacio-temporal de la sismicidad, ya sea mediante roturas complejas que se transfieren a otras fallas cercanas, como a través de secuencias (*clusters*) de eventos de gran magnitud que inducen una variación en los intervalos intersísmicos. En el catálogo sintético simulado de 100 ka de duración se han identificado hasta 14 secuencias de un par de eventos nucleados en la misma falla o en fallas próximas (<30 km) en periodos de tiempo inferiores a 27 años entre los eventos implicados.
 - Las observaciones de la sismicidad sintética de larga duración demuestran la fuerte influencia de la ventana temporal de análisis y apoyan que las áreas lentas que parecen estar “silenciadas” durante tiempos históricos pueden encontrarse en un período

de quiescencia pero no ser inactivas. Por tanto, no debería descartarse la ocurrencia de terremotos mayores que las magnitudes bajas a moderadas registradas en el breve catálogo histórico-instrumental de terremotos, especialmente al evaluar la peligrosidad sísmica regional en el sureste de España.

Sobre la estimación de la amenaza sísmica en las Béticas Orientales.

Determinar la magnitud máxima del modelo de sismicidad es un paso fundamental previo a la evaluación de la peligrosidad y, por ello, en este trabajo exploramos cómo se manifestarían en el terreno los grandes terremotos menos frecuentes que se nuclean en las simulaciones de sismicidad sintética basada en las propiedades físicas de las fallas y la interacción de esfuerzos. Desde una aproximación determinista y empleando modelos de atenuación (principalmente, las ecuaciones de Akkar et al. (2014)), se han elaborado escenarios de intensidad del movimiento del suelo en términos de aceleraciones pico alcanzadas, PGA (g). Asimismo, incorporamos a la evaluación el posible ‘efecto suelo’ debido a la respuesta sísmica a las propiedades dinámicas del terreno (principalmente, velocidades de ondas V_{S30}), que pueden inducir un fenómeno de amplificación del movimiento del terreno durante el terremoto. Para ello, se ha realizado una clasificación geotécnica regional de los materiales geológicos sobre los que se emplazan áreas urbanas densamente pobladas. De los escenarios obtenidos, se concluye:

- Los terremotos que alcanzan las mayores magnitudes en el catálogo sintético, con hipocentros en la Falla de Carboneras (M_W 7.6), la Falla de Alhama de Murcia (M_W 7.4) y la Falla de Bajo Segura (M_W 7.1), producirían unas aceleraciones PGA ligeramente superiores a 0.6 g en el entorno más próximo a la traza, según los escenarios estimados. En los tres casos se estima un incremento notable de valores de PGA por amplificación debido a la presencia de suelos blandos próximos.
- En la Falla del Bajo Segura, el efecto de la amplificación llega a incrementar hasta 0.2 g las medidas de PGA estimadas en roca, siendo persistente hacia el norte de la traza debido a potentes suelos arcillosos saturados que rellenan buena parte de la Cuenca del Bajo Segura. Estos suelos se han clasificado en nuestro análisis como suelos especiales (Clase VI) con muy alto potencial de amplificación ($V_S < 150$ m/s). Sobre ellos, se estiman valores de PGA de 0.31 ± 0.01 g en la ciudad de Orihuela para un escenario de terremoto máximo en la Falla del Bajo Segura aunque, por cercanía a la fuente, las aceleraciones estimadas en Torreveja serían superiores (0.48 ± 0.06 g).
- En la Falla de Alhama de Murcia, observamos un incremento de valores de PGA de hasta 0.1 g, especialmente significativo sobre el plano de falla. Esto revela un importante efecto de bloque de techo en las fallas con moderado buzamiento, que no observamos en la falla subvertical de Carboneras. El escenario muestra una aceleración máxima de 0.59 ± 0.02

g en la ciudad de Lorca. No obstante, los valores alcanzados en la ciudad de Murcia, a pesar de la distancia, serían significativos (0.33 ± 0.01 g) debido al emplazamiento sobre potentes arcillas y limos saturados similares a los de la cuenca del Bajo Segura.

- Al SO del sistema, el efecto local se hace notable en la Cuenca de Níjar (incremento >0.1 g) debido a suelos blandos (arcillas y limos; $150 < V_S < 200$ m/s) con alto potencial de amplificación (Clase V), llegando a alcanzarse valores de PGA de 0.50 ± 0.07 g. No obstante, un terremoto máximo en la Falla de Carboneras presenta una distribución de PGA que se atenúa a menor distancia de la fuente que en las fallas de Alhama de Murcia y Bajo Segura. En la ciudad de Almería, situada parcialmente sobre suelos de naturaleza similar, se alcanza en nuestro escenario máximo una aceleración media de 0.37 ± 0.06 g.
- Los diversos escenarios propuestos muestran que, aunque las mayores aceleraciones se alcanzan, lógicamente, en las magnitudes máximas, el efecto sitio se hace especialmente relevante a menores magnitudes, aún siendo menor el PGA en roca. Un terremoto simulado M_W 6.1-6.2 en las fallas de Carboneras y Bajo Segura alcanzarían, de acuerdo con el principal modelo de atenuación escogido, aceleraciones del terreno ligeramente superiores 0.5 g debido a la influencia del tipo de suelo presente en las cuencas que limitan estas fallas, y de en torno a 0.42 g sobre la Falla de Alhama de Murcia.
- Algunas zonas de la región de estudio parecen ser más susceptibles a alcanzar valores de PGA muy altos debido a la combinación de una elevada magnitud del evento, su cercanía a la fuente sísmica, y por el emplazamiento de suelos de consistencia muy blanda con capacidad de amplificar el movimiento del terreno. En este sentido, las grandes roturas sísmicas que podrían producirse en las fallas que bordean el Valle del Guadalentín suponen una enorme incidencia en la peligrosidad de esta zona densamente poblada, donde se localizan los municipios de Lorca (90k hab.), Alcantarilla (40k hab.) y Totana (30k hab.).
- En la cuenca de Murcia y sur de la cuenca del Bajo Segura, los valores relativos alcanzados también son notables y denotan una fuerte influencia de los factores asignados de amplificación por la presencia de potentes depósitos de suelos blandos arcillosos. Parte de estos depósitos de naturaleza fluvial-aluvial, los que poseen una granulometría más arenosa, también pueden ser susceptibles a la licuefacción de acuerdo con estudios previos. En esta zona también son susceptibles a la amplificación los depósitos arenosos costeros (Clases IV-V), sobre los que se asientan parcialmente áreas urbanas como Torrevieja (más de 80.000 habitantes).

Capítulo 9

Conclusions

About the structural interpretation of the NE termination of the Alhama de Murcia Fault.

The recent tectonic evolution of the Alhama de Murcia Fault in the NE section is closely related to the development and tectonic inversion of the Fortuna basin during the Miocene. The integration and interpretation of seismic reflection profiles, wells and other geological-structural data of the southwestern sector of the basin (Mula-Archena sub-basin) provides structural observations with implications in the proposed fault models in relation to the geometry and evolution of the basin:

- A transpressive reactivation of the Alhama de Murcia Fault in the late Miocene could explain the dip of the fault plane interpreted ($\sim 59^\circ$) and some structural features possibly associated with a localized positive tectonic inversion. The vertical slip component, in relation to the stress orientation, is compatible with this interpretation.
- The analysis of the seismic interpretation helps to constrain a preferred age range between the late Tortonian (7.6 Ma) and the Messinian (5.3 Ma) for the transpressive reactivation of the Alhama de Murcia Fault.
- The poor resolution of seismic data below the Betic basement (from ~ 4 km) makes it difficult to conclude the presence of a low-angle normal fault separating the basement from the basin fill. Even so, this structural model would explain the formation of an accommodation zone and some typical inverted structures observed.
- Alternatively, we suggest the presence of a system of inherited basement-penetrating steep faults related to the Alhama de Murcia fault zone. They could not only accommodate the displacement at greater depth, but also facilitate the reactivation of the Alhama de Murcia fault zone with the currently dominant sinistral-inverse kinematics.
- In relation to the genesis of the Fortuna basin, with our data we cannot rule out or support whether the Miocene basin, in its southwestern sector, was developed as a

truly extensional basin controlled by a large normal fault, or if the conjugate strike-slip faulting controlled the basin formation. Further research is needed to resolve the role of the Alhama de Murcia Fault in the evolution of the Fortuna basin during the Miocene.

- The structural interpretation of the seismic reflection profiles and well data of the Mula-Archena sub-basin, together with the construction of a three-dimensional model, lead to a better understanding of the tectono-sedimentary relationship between the Fortuna basin and the interpreted faults, mainly the Alhama de Murcia Fault. They also provide us the structural features and markers necessary to apply cross-section restoration techniques for the subsequent slip-rate estimations.

About the estimation of long-term slip rates at the NE end of the Alhama de Murcia Fault.

In this study we use seismic interpretation, structural data from the field, cross-section restoration, 3D vertical displacement analysis and GPS orientations to study the northern termination of the Alhama de Murcia Fault (Alhama de Murcia – Alcantarilla section) and estimate its long-term slip rates. The main conclusions are as follows:

- In the northern section of the Alhama de Murcia Fault, the lack of geomorphological evidence showing recent activity has led to the scarcity of slip data and the limitation of geometric parameters estimated so far. Most of the deformed materials near the fault are dated before and until the Pliocene, and many of them show a certain tectonic control, so it is necessary to estimate long-term deformation rates using pre-Quaternary markers.
- In order to obtain dip-slip rates and shortening rates, kinematic methods of cross-section restoration have been successfully applied along the trace of the Alhama de Murcia – Alcantarilla fault section. A maximum dip-slip rate of 0.20 ($+0.05/-0.04$) mm/yr and a shortening rate of 0.10 ($+0.03/-0.02$) mm/yr are estimated at the SW of the fault section (Librilla sector).
- The values estimated from the cross-section restoration were then combined with the decomposition of regional GPS motion vectors to estimate the strike-slip rates (max. 0.23 ($+0.21/-0.16$) mm/yr in the Librilla sector). A ratio *dip-slip rate / strike-slip rate* of 0.86 is calculated in the SW sector of the section, being a higher ratio than in the southern section of this fault, which may denote a greater control of the vertical slip component concentrated in a single trace at the NE termination.
- We estimate a maximum net slip rate of 0.32 ($+0.18/-0.13$) mm/yr in the southwestern sector of the fault section, and a minimum net slip rate of 0.05 ($+0.03/-0.02$) mm/yr

in the northeastern sector (last 4.8–7.6 Ma), using a preferred range of GPS convergence vectors (rake on the fault plane: 25°–58°NE) according to available kinematic and seismological data.

- The results of the profile restorations, together with a 3D analysis of vertical displacement, show a decrease of the slip rate towards the northeast end of the Alhama de Murcia Fault. The slip rate distribution along the northern section of the fault supports the hypothesis of a transfer of deformation between the Alhama de Murcia fault with, at least, the nearby Carrascoy Fault system, which would be absorbing part of the NNW-SSE shortening convergence during the Plio-Quaternary.
- The long-term slip rates and the geometrical features interpreted in the northern termination of the Alhama de Murcia Fault (Alhama de Murcia – Alcantarilla section) in this research are important for future assessments with implications for seismic hazard, especially due to its proximity to the densely populated city of Murcia and its interaction with other faults of the Eastern Betics at the north of the Guadalentin valley.

About the study of the interactions and seismic rupture behavior in the Eastern Betics faults.

The quasi-dynamic RSQSim earthquake simulation code used in this research reproduces the earthquake processes that control the nucleation and propagation of the seismic rupture from the 3D geometry of the Eastern Betics faults, their kinematics, their long-term slip rates and the rate- and state-dependent friction properties described by Dieterich (1979). The application of physics-based earthquake simulations has allowed us to generate 100 kyr synthetic seismic catalogs. These synthetic models seek to overcome the limitations of the current instrumental earthquake record, which covers a very short period of time, and of the historical earthquake catalog, which can be imprecise and scarce compared to the long interseismic periods that characterize the slow-moving faults of the region. The analysis of this long-term seismicity provides some interesting conclusions:

- The best-fit synthetic catalog obtained in this study is statistically well correlated with the empirical scaling relationships, with the real regional seismicity data in terms of cumulative annual rate, and the mean recurrence time intervals estimated from paleoseismic data. According to the frequency-magnitude distribution analysis, a completeness magnitude of M_C 4.6 has been calculated, from which the synthetic seismicity generated by the large modeled faults seems representative of the regional seismicity.
- The best-fit synthetic earthquake catalog shows a good correlation with the historical catalog regarding the estimated annual occurrence rates for moderate-small $M_W \leq 6$

earthquakes. We estimate a rate of 0.07 events/year for magnitudes M_W 5.0-5.4, similar to the damaging M_W 5.1 Lorca earthquake (2011).

- The simulations show that the seismogenic sources with the highest number of nucleated events are the Alhama de Murcia Fault and the Carboneras Fault. This fact is due to the >1 mm/yr slip rates estimated in some of their sections, and possibly because a dominant strike-slip kinematics that seems to favor the propagation of the multi-section ruptures.
- According to the synthetic model, only about 10% of the simulated events have a magnitude greater than M_W 5.0, but all faults in the system are physically capable of generating earthquakes of magnitudes $M_W \geq 6.0$ over a period of 100 kyr.
- The synthetic catalogs show several events of magnitude $M_W \geq 7.0$ in the Alhama de Murcia Fault (maximum magnitude M_W 7.4) and the Carboneras Fault (maximum magnitude M_W 7.6), with inter-event times between 5,000 and 40,000 years; and one M_W 7.1 event in the Bajo Segura Fault. The Carrascoy Fault, located to the NE of the fault system, like the Bajo Segura Fault and with a very similar magnitude distribution, records a maximum synthetic earthquake of M_W 6.9. The physics-based simulator reproduces less seismicity in the Palomares Fault and in the Los Tollos Fault, with maximum simulated magnitudes of M_W 6.7 and M_W 6.6, respectively.
- Although large $M_W \geq 6.0$ earthquakes in the Eastern Betic Fault System would have inter-event times of a few thousand (in the case of the Alhama de Murcia and Carboneras faults) to tens of thousands of years, the $5.0 < M_W < 6.0$ earthquakes, which have been quite destructive recently in this region, could occur over time intervals of less than 1000 years (less than 100 years for $M_W < 5.5$ magnitudes) according to the analysis of the simulated catalog.
- The multi-cycle simulations performed in this study suggest that all the seismic sources of the Eastern Betic Fault System would be physically capable of propagating the rupture beyond the section where the earthquake is nucleated. However, the simulations show that only the Alhama de Murcia, Carboneras and Carrascoy faults (in addition to Los Tollos fault, which has a single section) are capable of generating a complete rupture of the fault. The synthetic seismicity model suggests that the most probable generation of large $M_W > 6.7$ earthquakes in the Eastern Betics would be as a consequence of “jumping” ruptures between nearby faults of the system.
- The simulated catalog shows joined ruptures (not necessarily implying the complete rupture of both faults) between the Carboneras Fault and the southern section of the Palomares Fault with a recurrence time of less than 20,000 years; and less frequent jumping ruptures between the Alhama de Murcia Fault with the parallel Los Tollos

Fault and the northern section of the Palomares Fault by static stress transfer. Other combinations of complex ruptures cannot be ruled out if we also consider the dynamic stress transfer (i.e., propagation of waves), not reproduced in our model, in addition to a greater number of geometric complexities in the faults (secondary branches, stepovers, etc.).

- Despite the lower activity, the Los Tollos Fault seems to have a role of linkage between the other faults of the Eastern Betics system, since we observe that it is involved in the majority of multi-fault ruptures. This can be associated with its proximity to the southern sections of the Alhama de Murcia Fault with the greatest potential to generate a large multi-section rupture, and its optimal orientation in relation to them. Therefore, it cannot be ruled out that surface paleo-ruptures identified in similar faults could be related to complex earthquakes initially nucleated in the Alhama de Murcia Fault.
- The great variability of inter-event times observed throughout successive seismic cycles, especially between $M_W > 6$ earthquakes, show how the interactions between nearby faults influence the spatiotemporal distribution of seismicity, either through complex ruptures that are transferred to other nearby faults, or through clusters of large magnitude events that induce the variation of the inter-seismic intervals. In the 100 ka simulated catalog, we have identified up to 14 sequences of two events nucleated in the same fault or in nearby faults (<30 km) within time periods of less than 27 years between the events involved.
- The observations of the long-term seismicity demonstrate the strong influence of the time window of analysis. They support that slow areas that appear to be “muted” during historical times may be in a period of quiescence but not be inactive. Therefore, the occurrence of earthquakes greater than the low to moderate magnitudes recorded in the limited historical-instrumental catalog of earthquakes should not be ruled out, especially when assessing regional seismic hazard at SE Spain.

About the estimation of seismic hazard in the Eastern Betics.

Defining the maximum magnitude of the seismicity model is a fundamental step prior to the seismic hazard assessment. Therefore, in this work we explore the characteristics of the large and less frequent earthquakes that are nucleated by the physics-based simulations of synthetic seismicity. From a deterministic approach and using attenuation models (mainly, ground-motion prediction equations by Akkar et al. (2014)), scenarios of ground motion intensity measures in terms of maximum peak ground accelerations, PGA (g), have been developed. Additionally, we incorporate into the evaluation the possible site-dependent response due to the dynamic soil properties (e.g., shear-wave velocity, V_{S30}), which can induce the

amplification of damaging levels of earthquake ground motion. For this purpose, we present a geotechnical classification based on the near-surface geological materials of the region, on which densely populated urban areas are located. From the scenarios obtained, we conclude:

- The earthquakes that reach the highest magnitudes in the synthetic catalog, with hypocenters in the Carboneras fault (M_W 7.6), the Alhama de Murcia fault (M_W 7.4) and the Bajo Segura fault (M_W 7.1), would generate PGA values slightly greater than 0.6 g in the closest area to the trace. In all three cases, a significant increase in the PGA value is estimated due to the amplification derived from nearby soft soils.
- In the Bajo Segura Fault, the effect of soil amplification increases the PGA values on rock site by up to 0.2 g, being persistent towards the north of the trace due to thick and saturated deposits of clay soils that are filling part of the Bajo Segura Basin. These soils have been classified in our geotechnical analysis as Special soils (Class VI) that can be associated with a very high amplification ($V_S < 150$ m/s). On these soils, PGA values of 0.31 ± 0.01 g are estimated in the city de Orihuela for a maximum earthquake scenario in the Bajo Segura fault, although due to its proximity to the source, the estimated accelerations in Torrevieja would be higher (0.48 ± 0.06 g).
- In the Alhama de Murcia Fault, we observe an increase in PGA values of up to 0.1 g, especially significant on the fault plane. This reveals an important hanging-wall effect in the moderate dipping faults, in contrast to the Carboneras subvertical fault, where this effect is not appreciated. The scenario shows a maximum acceleration of 0.59 ± 0.02 g in the city of Lorca. However, the values reached in the city of Murcia, despite the distance, would be significant (0.33 ± 0.01 g) due to the site on thick saturated clays and silts similar to those of the Bajo Segura basin.
- To the SW of the system, the site effect is evident in the Nijar Basin (increase >0.1 g) due to soft soils (silty clays; $150 < V_S < 200$ m/s) with a high amplification potential (Class V), reaching PGA values of 0.50 ± 0.07 g. However, a maximum earthquake in the Carboneras fault presents a PGA distribution that attenuates at a shorter distance from the source than in the Alhama de Murcia and Bajo Segura faults. In the city of Almería, partially located on soils with similar characteristics, a mean acceleration of 0.37 ± 0.06 g is reached, based on our scenario of maximum earthquake.
- The different proposed scenarios show that, although logically the greatest accelerations are reached at the maximum magnitudes, the site effect becomes especially relevant at smaller earthquakes, even though the PGA values on rock site were lower. A simulated M_W 6.1-6.2 earthquake in the Carboneras and Bajo Segura faults would generate, according to the chosen ground-motion model, accelerations slightly higher than 0.5 g, due to the influence of the soil class defined in the basins that border those faults, and around 0.42 g on the Alhama de Murcia Fault.

-
- Some areas of the study region seem to be more likely to reaching very high PGA values due to the combination of a large earthquake magnitude, the close proximity to a seismic source, and the site on very soft soils with the properties that favor the ground motion amplification. In this sense, the large complex ruptures that could occur in the faults bounding the Guadalentín Valley have a huge influence in the hazard of this densely populated area, where the towns of Lorca (90k inhabitants), Alcantarilla (40k inhab.) and Totana (30k inhab.) are located.
 - In the Murcia basin and southern Bajo Segura basin, the relative PGA values estimated are also significant and show a strong influence of the assigned amplification factors due to the presence of thick soft clay soils. Part of these fluvial-alluvial deposits, especially those with a more sandy granulometry, may also have high liquefaction susceptibility according to previous studies. In this area, coastal soils (Classes IV-V) are also susceptible to amplification; for example big urban areas such as Torrevieja (more than 80,000 inhabitants) are partially located on this site class.



Bibliografía

- Abrahamson, N. & Silva, W. (2008). Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations. *Earthquake spectra*, 24(1), 67-97.
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics*, 218(1-3), 93-111.
- Aki, K. & Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. W. H. Freeman.
- Akin, M. K., Kramer, S. L. & Topal, T. (2011). Empirical correlations of shear wave velocity (V_s) and penetration resistance (SPT-N) for different soils in an earthquake-prone area (Erbaa-Turkey). *Engineering geology*, 119(1-2), 1-17.
- Akkar, S. & Bommer, J. J. (2010). Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region, and the Middle East. *Seismological Research Letters*, 81(2), 195-206.
- Akkar, S., Sandıkkaya, M. A. & Bommer, J. J. (2014). Empirical ground-motion models for point-and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bulletin of earthquake engineering*, 12(1), 359-387.
- Alcalá-García, F., Espinosa, J., Navarro, M. & Sánchez, F. (2002). Propuesta de División Geológica de la Localidad de Adra (Provincia de Almería). Aplicación a la Zonación Sísmica. *Rev. Soc. Geol. España*, 15(1-2), 55-66.
- Aldaya, F., Alvarez, F., Galindo-Zaldivar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A. & Navarro-Vilá, F. (1991). The Maláguide-Alpujarride contact (Betic cordilleras, Spain): A brittle extensional detachment. *CR Acad. Sci. Paris*, 313(Série II), 1447-1453.
- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque Arancón, M. J., Estévez, A., García Mayordomo, J., García-Tortosa, F. J., ... Lo Iacono, C. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain).
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A. & López-Casado, C. (2001). Paleoliquefaction in the Bajo Segura basin (eastern Betic Cordillera). *Acta Geologica Hispanica*, 36(3), 233-244.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J., Moretti, M. & Soria, J. (2002a). Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 91(3), 505-513.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J. & Yébenes, A. (2002b). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186(3-4), 337-349.
- Alfaro, P., Domènech, C., Rubio, A. E. & Mingorance, J. M. S. (1995). Estructuras de deformación en sedimentos del Cuaternario reciente de la cuenca del Bajo Segura (Alicante): Discusión sobre su posible origen sísmico. *Geogaceta*, (17), 91-94.

- Allmendinger, R. W. (1998). Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17(4), 640-656.
- Alonso-Henar, J., Benito, B., Staller, A., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J. & Canora, C. (2018). Large-magnitude crustal seismic sources in El Salvador and deterministic hazard scenarios. *Engineering geology*, 243, 70-83.
- Alonso-Henar, J., Fernández, C. & Martínez-Díaz, J. J. (2020). Application of the analytic model of general triclinic transpression with oblique extrusion to an active deformation zone: The Alhama de Murcia Fault (SE Iberian Peninsula). *Journal of Structural Geology*, 130, 103924.
- Alonso-Henar, J., Rodríguez-Escudero, E., Herrero-Barbero, P., Tsige, M. & Martínez-Díaz, J. (2021). Complete Strain Record of a Highly Asymmetric Shear Zone: From Fault Core Gouges to Surface Rupture of Historical Earthquakes in the Alhama de Murcia Fault (SE Iberian Peninsula). *Lithosphere*, 2021(1), 8876012.
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A. & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34(1), 133-151.
- Álvarez-Gómez, J., Insua-Arévalo, J. M., Herrero-Barbero, P., Martínez-Díaz, J. J., Canora, C., Alonso-Henar, J. & García Mayordomo, J. (2018). Potencial de encadenamiento de roturas sísmicas en la zona de cizalla de las Béticas Orientales por transferencia de esfuerzos de Coulomb. *III Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología. Volumen de resúmenes*, 279-282.
- Ambraseys, N., Douglas, J., Sarma, S. & Smit, P. (2005). Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of earthquake engineering*, 3(1), 1-53.
- Ambraseys, N., Simpson, K. & Bommer, J. J. (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 25(4), 371-400.
- Amores, L., Hernández-Enrile, J. & Martínez-Díaz, J. (2001). Sobre los factores relacionados con la evaluación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia. En *Segundo congreso iberoamericano de ingeniería sísmica*. Asociación Española de Ingeniería Sísmica Madrid, Spain.
- Andrieux, J., Fontbote, J.-M. & Mattauer, M. (1971). Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(2), 191-198.
- Aochi, H., Douglas, J. & Ulrich, T. (2017). Stress accumulation in the Marmara Sea estimated through ground-motion simulations from dynamic rupture scenarios. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(3), 2219-2235.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., DeMets, C. & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B5), 5585-5602.
- Armijo, R. (1977). *La zone de failles de Lorca-Totana (Cordilleres Bétiques, Espagne) etude tectonique et neotectonique* (Tesis doctoral, Univ. Paris VII).
- ASCE. (2017). ASCE/SEI Standard 7-16 Minimum design loads and associated criteria for buildings and other structures. American Society of Civil Engineers.

- Augier, R. (2004). *Evolution tardi-orogénique des Cordillères Bétiques (Espagne): Apports d'une étude intégrée* (Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Azañón, J. & Goffe, B. (1997). Ferro-and magnesiocarpholite assemblages as record of high-p, low-t metamorphism in the central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy-Ohne Beihefte*, 9(5), 1035-1052.
- Bain, J. (1971). A plasticity chart as an aid to the identification and assessment of industrial clays. *Clay Minerals*, 9(1), 1-17.
- Balanyá, J. & García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le domaine d'alborán de part et d'autre du détroit de gibraltar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304(15), 929-932.
- Bally, A. W., Gordy, P. & Stewart, G. A. (1966). Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern canadian rocky mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14(3), 337-381.
- Barall, M. (2009). A grid-doubling finite-element technique for calculating dynamic three-dimensional spontaneous rupture on an earthquake fault. *Geophysical Journal International*, 178(2), 845-859.
- Batlló, J., Martínez-Solares, J. M. [José Manuel], Macià, R., Stich, D., Morales, J., Garrido, L. y col. (2015). The autumn 1919 Torremendo (Jacarilla) earthquake series (SE Spain).
- Baudon, C. & Cartwright, J. (2008). The kinematics of reactivation of normal faults using high resolution throw mapping. *Journal of Structural Geology*, 30(8), 1072-1084.
- Bell, J. W., Amelung, F. & King, G. C. (1997). Preliminary late Quaternary slip history of the Carboneras Fault, southeastern Spain. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 51-66.
- Bellon, H., Bordet, P. & Montenat, C. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(2), 205-217.
- Ben-Zion, Y. & Sammis, C. G. (2003). Characterization of fault zones. *Pure and applied geophysics*, 160(3), 677-715.
- Benito, B., Medina, A. R., Escribano, J. & Murphy, P. (2012). El terremoto de Lorca (2011) en el contexto de la peligrosidad y el riesgo sísmico en Murcia. *Física de la Tierra*, 24(2012), 255-287.
- Benito, B., Rivas Medina, A., Pérez Escalante, M., Elena Quirós, L., Ruiz Barajas, S., Gaspar Escribano, J. & Hernández Rey, R. (2014). Servicio de actualización del análisis de riesgo sísmico en la Región de Murcia (RISMUR).
- Beresnev, I. A. & Wen, K.-L. (1996). Nonlinear soil response—a reality? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1964-1978.
- Berge-Thierry, C., Cotton, F., Scotti, O., Griot-Pommeroy, D.-A. & Fukushima, Y. (2003). New empirical response spectral attenuation laws for moderate european earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 7(02), 193-222.
- Biasi, G. P. & Weldon, R. J. (2006). Estimating surface rupture length and magnitude of paleoearthquakes from point measurements of rupture displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1612-1623.
- Biasi, G. P. & Wesnousky, S. G. (2016). Steps and gaps in ground ruptures: Empirical bounds on rupture propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(3), 1110-1124.

- Biasi, G. P. & Wesnousky, S. G. (2017). Bends and ends of surface ruptures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6), 2543-2560.
- Bindi, D., Massa, M., Luzi, L., Ameri, G., Pacor, F., Puglia, R. & Augliera, P. (2014). Pan-european ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods up to 3.0 s using the RESORCE dataset. *Bulletin of earthquake engineering*, 12(1), 391-430.
- Bishop, D. J. & Buchanan, P. G. (1995). Development of structurally inverted basins: A case study from the West Coast, South Island, New Zealand. *Geological Society, London, Special Publications*, 88(1), 549-585.
- Bonini, M., Sani, F. & Antonielli, B. (2012). Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522, 55-88.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. & Garcia-Dueñas, V. (2004). Extensional tectonics in the northeastern Betics (SE Spain): Case study of extension in a multilayered upper crust with contrasting rheologies. *Journal of Structural Geology*, 26(11), 2039-2058.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.-M., Azor, A. & García-Dueñas, V. (2004). Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. a case study: The Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain). *Journal of Structural Geology*, 26(9), 1615-1632.
- Booth-Rea, G., García-Dueñas, V. & Azañón, J. M. (2002). Extensional attenuation of the Malaguide and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran basin folded during the Tortonian (Lorca area, Eastern Betics). *Comptes Rendus Geoscience*, 334(8), 557-563.
- Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake spectra*, 10(4), 617-653.
- Borcherdt, R. D. & Glassmoyer, G. (1992). On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. *Bulletin of the seismological society of America*, 82(2), 603-641.
- Borque, M., Sánchez-Alzola, A., Martín-Rojas, I., Alfaro, P., Molina, S., Rosa-Cintas, S., ... Avilés, M. y col. (2019). How Much Nubia-Eurasia Convergence Is Accommodated by the NE End of the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain)? Constraints From GPS Velocities. *Tectonics*, 38(5), 1824-1839.
- Boschi, E. (2000). Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 BC to 1997. *Annali di Geofisica*, 43(4).
- Bousquet, J. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52(1-4), 277-286.
- Bozorgnia, Y., Abrahamson, N. A., Atik, L. A., Ancheti, T. D., Atkinson, G. M., Baker, J. W., ... Chiou, B. S.-J. y col. (2014). NGA-West2 research project. *Earthquake Spectra*, 30(3), 973-987.
- Bradley, B. A. (2014). Site-specific and spatially-distributed ground-motion intensity estimation in the 2010–2011 Canterbury earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 61, 83-91.
- Bradley, B. A. (2019). On-going challenges in physics-based ground motion prediction and insights from the 2010–2011 Canterbury and 2016 Kaikoura, New Zealand earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 124, 354-364.

- Bradley, B. A., Razafindrakoto, H. N. & Polak, V. (2017). Ground-motion observations from the 14 November 2016 Mw 7.8 Kaikoura, New Zealand, earthquake and insights from broadband simulations. *Seismological Research Letters*, 88(3), 740-756.
- Brandes, C. & Tanner, D. C. (2014). Fault-related folding: A review of kinematic models and their application. *Earth-Science Reviews*, 138, 352-370.
- BSSC. (2003). *NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA 450)*. Building Seismic Safety Council.
- BSSC. (2015). *NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA p-1050-1)*. Building Seismic Safety Council.
- BSSC. (2020). *NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA p-2082-1)*. Building Seismic Safety Council.
- Buchanan, J. G. & Buchanan, P. G. (1995). *Basin inversion*. Geological Society London.
- Bull, J., Barnes, P., Lamarche, G., Sanderson, D., Cowie, P., Taylor, S. & Dix, J. (2006). High-resolution record of displacement accumulation on an active normal fault: Implications for models of slip accumulation during repeated earthquakes. *Journal of Structural Geology*, 28(7), 1146-1166.
- Bulnes, M. & McClay, K. (1998). Structural analysis and kinematic evolution of the inverted central South Celtic Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 15(7), 667-687.
- Bulnes, M. & McClay, K. (1999). Benefits and limitations of different 2D algorithms used in cross-section restoration of inverted extensional faults: Application to physical experiments. *Tectonophysics*, 312(2-4), 175-189.
- Butler, R. (1989). The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105-122.
- Caballero, E., Reyes, E., Yusta, A., Puerta, F. J. H. & González, J. L. (1985). Las bentonitas de la zona sur de Cabo de Gata (Almería). Geoquímica y Mineralogía. *Acta geológica hispánica*, 267-287.
- Cabañas Rodríguez, L., Carreño Herrero, E., Izquierdo Álvarez, A., Martínez Solares, J. M., Capote, R., Martínez-Díaz, J., ... García Mayordomo, J. (2011). Informe del sismo de Lorca del 11 de mayo de 2011.
- Calais, E., DeMets, C. & Nocquet, J.-M. (2003). Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia–Eurasia–North America plate motions? *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1-2), 81-92.
- Campbell, K. W. & Bozorgnia, Y. (2008). NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s. *Earthquake Spectra*, 24(1), 139-171.
- Campbell, K. W. & Bozorgnia, Y. (2014). NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1087-1115.
- Canora, C., Roca, C., Martínez-Díaz, J., Insúa-Arévalo, J., Martín González, F., Alonso-Henar, J., ... Ortuño, M. (2016). Nuevos datos de actividad paleosísmica de la falla de Alhama de Murcia en el abanico de La Salud (segmento Lorca-Totana), Béticas orientales. *Geotemas*, 16(2), 563-566.
- Carpentier, C., Vennin, E., Rouchy, J.-M., Cornée, J.-J., Melinte-Dobrinescu, M., Hibsich, C., ... Bartier, D. (2020). Ages and stratigraphical architecture of late Miocene deposits

- in the Lorca Basin (Betics, SE Spain): New insights for the salinity crisis in marginal basins. *Sedimentary Geology*, 405, 105700.
- CEN. (2005). Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance-part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. *Brussels: European Committee for Standardization (CEN Comité Europeo de Normalización)*.
- Chamberlin, R. T. (1910). The Appalachian folds of central Pennsylvania. *The Journal of Geology*, 18(3), 228-251.
- Chamot-Rooke, N., Jestin, F. & Voogd, B. d. (1993). Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile. *Geology*, 21(11), 1043-1046.
- Chen, G., Magistrale, H., Rong, Y., Cheng, J., Ahmet Binselam, S. & Xu, X. (2021). Seismic Site Condition of Mainland China from Geology. *Seismological Society of America*, 92(2A), 998-1010.
- Chiou, B.-J. & Youngs, R. R. (2008). An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake spectra*, 24(1), 173-215.
- Christophersen, A., Rhoades, D. A. & Colella, H. V. (2017). Precursory seismicity in regions of low strain rate: Insights from a physics-based earthquake simulator. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1513-1525.
- Cid, J., Susagna, T., Goula, X., Chavarria, L., Figueras, S., Fleta, J., ... Roca, A. (2002). Seismic zonation of Barcelona based on numerical simulation of site effects. *Pure and Applied Geophysics*, 2559-2577.
- Clark, K., Nissen, E., Howarth, J., Hamling, I., Mountjoy, J., Ries, W., ... Villamor, P. y col. (2017). Highly variable coastal deformation in the 2016 Mw 7.8 Kaikōura earthquake reflects rupture complexity along a transpressional plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 334-344.
- Cloetingh, S., Van der Beek, P., Van Rees, D., Roep, T. B., Biermann, C. & Stephenson, R. (1992). Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region. *Geo-Marine Letters*, 12(2), 66-75.
- Console, R., Carluccio, R., Papadimitriou, E. & Karakostas, V. (2015). Synthetic earthquake catalogs simulating seismic activity in the Corinth Gulf, Greece, fault system: Corinth earthquakes simulations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 326-343. doi:10.1002/2014JB011765
- Console, R., Vannoli, P. & Carluccio, R. (2018). The seismicity of the Central Apennines (Italy) studied by means of a physics-based earthquake simulator. *Geophysical Journal International*, 212(2), 916-929.
- Cooper, M. A., Williams, G. D., De Graciansky, P., Murphy, R., Needham, T., De Paor, D., ... Ziegler, P. (1989). Inversion tectonics—a discussion. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 335-347.
- Corbí, H., Lancis, C., García-García, F., Pina, J.-A., Soria, J. M., Tent-Manclús, J. E. & Viseras, C. (2012). Updating the marine biostratigraphy of the Granada Basin (central Betic cordillera). Insight for the Late Miocene palaeogeographic evolution of the Atlantic–Mediterranean seaway. *Geobios*, 45(3), 249-263.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the seismological society of America*, 58(5), 1583-1606.

- Cowie, P. A., Roberts, G. P., Bull, J. M. & Visini, F. (2012). Relationships between fault geometry, slip rate variability and earthquake recurrence in extensional settings. *Geophysical Journal International*, 189(1), 143-160.
- Cressie, N. (1988). Spatial prediction and ordinary kriging. *Mathematical geology*, 20(4), 405-421.
- Cruz-Atienza, V., Tago, J., Sanabria-Gómez, J., Chaljub, E., Etienne, V., Virieux, J. & Quintanar, L. (2016). Long duration of ground motion in the paradigmatic valley of Mexico. *Scientific reports*, 6(1), 1-9.
- Cubrinovski, M., Bray, J. D., De La Torre, C., Olsen, M. J., Bradley, B. A., Chiaro, G., ... Wotherspoon, L. (2017). Liquefaction effects and associated damages observed at the Wellington Centreport from the 2016 Kaikoura earthquake. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 50(2), 152-173.
- Dabrio, C. J. & Polo, M. D. (1991). Fan-delta slope deposits and sequences in the Murcia-Carrascoy Basin (Late Neogene, SE Spain). *Cuadernos de geología ibérica*, (15), 49-71.
- Dahlstrom, C. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743-757.
- Davison, I. (1986). Listric normal fault profiles: Calculation using bed-length balance and fault displacement. *Journal of Structural Geology*, 8(2), 209-210.
- De Larouzière, F., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. & d'Estevou, P. O. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152(1-2), 41-52.
- Del Ventisette, C., Montanari, D., Sani, F. & Bonini, M. (2006). Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 2067-2083.
- Delgado, J. (1997). *Zonificación sísmica de la Vega Baja del Río Segura: Análisis de la respuesta del suelo* (Doctoral dissertation, Universidad de Alicante).
- Delgado, J., Alfaro, P., Andreu, J., Cuenca, A., Doménech, C., Estévez, A., ... Yébenes, A. (2003). Engineering-geological model of the Segura River flood plain (SE Spain): A case study for engineering planning. *Engineering Geology*, 68(3-4), 171-187.
- Dewey, J., Pitman, W., Ryan, W. & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological society of America bulletin*, 84(10), 3137-3180.
- Dieterich, J. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B2), 2601-2618.
- Dieterich, J. H. (1978). Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. En *Rock friction and earthquake prediction* (pp. 790-806). Springer.
- Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2161-2168.
- Dieterich, J. H. (1995). Earthquake simulations with time-dependent nucleation and long-range interactions.
- Dieterich, J. H. & Richards-Dinger, K. B. (2010). Earthquake Recurrence in Simulated Fault Systems. *Pure and Applied Geophysics*, 8(167), 1087-1104.
- Dinarès-Turell, J., Ortí, F., Playa, E. & Rosell, L. (1999). Palaeomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogene Fortuna Basin (SE Spain): Early restriction preceding the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154(3), 161-178.

- Do Couto, D., Gorini, C., Jolivet, L., Le Bret, N., Augier, R., Gumiaux, C., ... Auxietre, J.-L. (2016). Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25 Myrs. *Tectonophysics*, 677, 280-311.
- Dobry, R., Borcherdt, R., Crouse, C., Idriss, I., Joyner, W., Martin, G. R., ... Seed, R. (2000). New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions. *Earthquake spectra*, 16(1), 41-67.
- Dooley, T. P. & Schreurs, G. (2012). Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574, 1-71.
- 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(1-2), 43-104.
- Douglas, J. (2011). Investigating possible regional dependence in strong ground motions. En *Earthquake data in engineering seismology* (pp. 29-38). Springer.
- Douilly, R., Aochi, H., Calais, E. & Freed, A. (2015). Three-dimensional dynamic rupture simulations across interacting faults: The Mw 7.0, 2010, Haiti earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2), 1108-1128.
- Duan, B. & Oglesby, D. D. (2007). Nonuniform prestress from prior earthquakes and the effect on dynamics of branched fault systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. & Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 91-108.
- Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M. & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600-612.
- Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E. & Masana, E. (2015). Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). *Tectonophysics*, 663, 302-309.
- Egan, S., Buddin, T., Kane, S. & Williams, G. (1997). Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: New techniques for the restoration and balancing of volumes. En *Proceedings of the 1996 geoscience information group conference on geological visualisation. electronic geology special volume* (Vol. 1, pp. 67-82).
- Egan, S., Kane, S., Buddin, T., Williams, G. & Hodgetts, D. (1999). Computer modelling and visualisation of the structural deformation caused by movement along geological faults. *Computers & Geosciences*, 25(3), 283-297.
- Egeler, C. & Simon, O. (1969). Orogenic evolution of the betic zone (betic cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geologie en Mijnbouw*, 48(3), 296-305.
- Elliott, A., Dolan, J. & Oglesby, D. (2009). Evidence from coseismic slip gradients for dynamic control on rupture propagation and arrest through stepovers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B2).
- Erslev, E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6), 617-620.
- Estay, N. P., Yáñez, G., Carretier, S., Lira, E. & Marín, J. (2016). Seismic hazard in low slip rate crustal faults, estimating the characteristic event and the most hazardous zone: Study case San Ramón Fault, in southern Andes. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 16(12).

- Faulkner, D., Lewis, A. & Rutter, E. (2003). On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: Field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 367(3-4), 235-251.
- Fernandes, R., Miranda, J., Meijninger, B., Bos, M., Noomen, R., Bastos, L., ... Riva, R. (2007). Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophysical Journal International*, 169(1), 315-324.
- Fernández-Soler, J. (1996). El volcanismo calco-alcalino del Parque Natural Cabo de Gata-Níjar (Almería): Estudio volcanológico y petrológico: Almería. *Andalucía, España, Sociedad Almeriense de Historia Natural-Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía*.
- Ferraro, A., Grasso, S., Maugeri, M. & Totani, F. (2016). Seismic response analysis in the southern part of the historic centre of the City of L'Aquila (Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 88, 256-264.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J., Pallàs, R., Perea, H., ... Rockwell, T. (2017). Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quaternary International*, 451, 87-100.
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., ... Rockwell, T. (2016). Refining seismic parameters in low seismicity areas by 3D trenching: The Alhama de Murcia fault, SE Iberia. *Tectonophysics*, 680, 122-128.
- Ferrater, M., Silva, P., Ortuño, M., Rodríguez-Pascua, M. & Masana, E. (2015). Archaeoseismological analysis of a Late Bronze Age site on the Alhama de Murcia fault, SE Spain. *Geoarchaeology*, 30(2), 151-164.
- Field, E., Dawson, T., Felzer, K., Frankel, A., Gupta, V., Jordan, T., ... Weldon II, R. y col. (2008). The uniform California earthquake rupture forecast, Version 2 (UCERF 2) USGS. *Open-File Rept. 2007-1437, CGS Special Report*, 203.
- Field, E., Jordan, T. & Cornell, C. (2003). OpenSHA: A developing community-modeling environment for seismic hazard analysis. *Seismological Research Letters*, 74(4), 406-419.
- Franke, K. W., Candia, G., Mayoral, J. M., Wood, C. M., Montgomery, J., Hutchinson, T. & Morales-Velez, A. C. (2019). Observed building damage patterns and foundation performance in Mexico City following the 2017 M7.1 Puebla-Mexico City earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 125, 105708.
- Galindo-Zaldivar, J., Gonzalez-Lodeiro, F. & Jabaloy, A. (1989). Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3(1), 73-85.
- Gamage, P. & Venkatesan, S. (2019). Evaluation of seismic hazard in low to moderate seismic regions, Sri Lanka—a case study. *Journal of Seismology*, 23(3), 579-611.
- Garcés, M., Krijgsman, W. & Agustí, J. (2001). Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern Betics) since the Late Miocene. *Basin Research*, 13(2), 199-216.
- Garcés, M., Krijgsman, W. & Agustí, J. (1998). Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): Implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth and planetary science Letters*, 163(1-4), 69-81.
- García Flórez, I. (2016). *Factores geológicos-geotécnicos que controlan los deslizamientos inducidos por terremotos en zonas de alta y media actividad sísmica: Caso de El Salvador* (Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid).

- García-Dueñas, V., Balanyá, J. & Martínez-Martínez, J. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12(2-3), 88-95.
- García-Fernández, M. & Jiménez, M. (2012). Site characterization in the Vega Baja, SE Spain, using ambient-noise H/V analysis. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 10(4), 1163-1191.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. & Vera, J. A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera.
- García-Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y Análisis de la Peligrosidad Sísmica en el Sureste de España* (Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid).
- García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J. & Benito, B. (2007). Seismic hazard assessment of the Province of Murcia (SE Spain): Analysis of source contribution to hazard. *Journal of Seismology*, 11(4), 453-471.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J., Martínez-Díaz, J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., ... Rodríguez-Pascua, M. (2012). The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v.2.0).
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J., Álvarez-Gómez, J., Martínez-Díaz, J. & Cabral, J. (2017). Active fault databases: Building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(8), 1447.
- García-Mayordomo, J. & Martínez-Díaz, J. (2006). Caracterización sísmica del anticlinorio del Bajo Segura (Alicante): Fallas del Bajo Segura, Torreveja y San Miguel de Salinas. *Geogaceta*, 40, 19-22.
- García-Veigas, J., Gibert, L., Cendón, D. I., Artiaga, D., Corbí, H., Soria, J. M., ... Sanz, E. (2020). Late Miocene evaporite geochemistry of Lorca and Fortuna basins (Eastern Betics, SE Spain): Evidence of restriction and continentalization. *Basin Research*, 32(5), 926-958.
- Gaspar-Escribano, J., Rivas-Medina, A., Garcia Rodriguez, M., Benito, B., Tsige, M., Martinez-Diaz, J. & Murphy, P. (2009). Seismic risk assessment of Navarre (Northern Spain). En *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 12491).
- Gaspar-Escribano, J., Rivas-Medina, A., Parra, H., nñas, L., Benito, B., Barajas, S. R. & Solares, J. M. (2015). Uncertainty assessment for the seismic hazard map of Spain. *Engineering Geology*, 199, 62-73.
- Geiser, J., Geiser, P., Kligfield, R., Ratliff, R. & Rowan, M. (1988). New applications of computer-based section construction: Strain analysis, local balancing, and subsurface fault prediction. *The Mountain Geologist*.
- Giba, M., Walsh, J. & Nicol, A. (2012). Segmentation and growth of an obliquely reactivated normal fault. *Journal of Structural Geology*, 39, 253-267.
- Gibbs, A. (1983). Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of structural geology*, 5(2), 153-160.
- Gilchrist, J. J. (2015). *Applications of multi-cycle earthquake simulations to earthquake hazard* (Doctoral dissertation, UC Riverside).
- Gimbutas, Z., Greengard, L., Barall, M. & Tullis, T. E. (2012). On the Calculation of Displacement, Stress, and Strain Induced by Triangular Dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2776-2780. doi:10.1785/0120120127

- Gómez-Novell, O., Chartier, T., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Insua-Arévalo, J. & Scotti, O. (2020a). Modelling earthquake rupture rates in fault systems for seismic hazard assessment: The Eastern Betics Shear Zone. *Engineering Geology*, 265, 105452.
- Gómez-Novell, O., Chartier, T., Garcia-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Insua-Arévalo, J. & Scotti, O. (2019). Modelling earthquake multi-fault ruptures across complex fault systems for probabilistic seismic hazard assessment: The Eastern Betics Shear Zone. [WWW Document]. Recuperado desde <https://doi.org/10.17632/pt32rrncdm.1>
- Gómez-Novell, O., Garcia-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E. & Chartier, T. (2020b). Fault System-Based Probabilistic Seismic Hazard Assessment of a Moderate Seismicity Region: The Eastern Betics Shear Zone (SE Spain). *Front. Earth Sci.* 8, 579398.
- Gordo-Monsó, C. & Miranda, E. (2018). Significance of directivity effects during the 2011 Lorca earthquake in Spain. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(7), 2711-2728.
- Groshong, R. H. (1989). Half-graben structures: Balanced models of extensional fault-bend folds. *Geological Society of America Bulletin*, 101(1), 96-105.
- Hanks, T. C. & Bakun, W. H. (2008). M-log a observations for recent large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 490-494.
- Hayes, G., Briggs, R., Sladen, A., Fielding, E., Prentice, C., Hudnut, K., ... Gold, R. y col. (2010). Complex rupture during the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Nature Geoscience*, 3(11), 800-805.
- Hernandez, J., de Larouziere, F. D., Bolze, J. & Bordet, P. (1987). Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3(2), 257-267.
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J., Martínez-Díaz, J. & Klimowitz, J. (2020). Neogene basin inversion and recent slip rate distribution of the northern termination of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Tectonics*, 39(7), e2019TC005750. doi:10.1029/2019TC005750
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J., Alonso-Henar, J. & Martinez-Diaz, J. (2021a). DATASET - Physics-based earthquake simulations in slow-moving faults: A case study from the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain). Recuperado desde <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.12909815>
- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J., Alonso-Henar, J. & Martinez-Diaz, J. (2021b). Physics-based Earthquake Simulations in Slow-Moving Faults: A Case Study From the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5), e2020JB021133.
- Herrero-Gil, A. (2014). *Estudio geomorfológico y estructural de la Falla del Amarguillo. Una rama activa de la Falla de Alhama de Murcia (Béticas Orientales)*. (Tesis doctoral, Trabajo Fin de Máster, Universitat de Barcelona).
- Howarth, J., Barth, N., Fitzsimons, S., Richards-Dinger, K., Clark, K., Biasi, G., ... Sutherland, R. (2021). Spatiotemporal clustering of great earthquakes on a transform fault controlled by geometry. *Nature Geoscience*, 1-7.
- Howarth, J., Fitzsimons, S., Norris, R. & Jacobsen, G. (2014). Lake sediments record high intensity shaking that provides insight into the location and rupture length of large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 340-351.

- IBC. (2021). International building code. *International Code Council, USA*.
- IGME. (1972a). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2a Serie). En *Serie magna hoja 933 (alcantarilla)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (1972b). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2a Serie). En *Serie magna hoja 912 (mula)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (1973). Mapa Geotécnico General a escala 1:200.000. Mapa de interpretación geotécnica. En *Hoja 72 (7-9) - Elche*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (1975). Estudio hidrogeológico de la cuenca sur de Almería. Informe técnico X: Campo de Nijar. En *Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas*. Instituto Geológico y Minero de España IGME.
- IGME. (1977). Mapa Geotécnico General a escala 1:200.000. Mapa de interpretación geotécnica. En *Hoja 70 (7-10) - Murcia*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (1981a). Mapa Geológico de España 1:50.000. En *Memoria de la hoja 1060 (24-44) - El Pozo de los Frailes*. Instituto Geológico.
- IGME. (1981b). Mapa Geológico de España 1:50.000. En *Hoja 1046 (24-43) - Carboneras*. Instituto Geológico.
- IGME. (1984a). Mapa Geotécnico y de Riesgos Geológicos de la ciudad de Murcia. En *Mapa Geotécnico y de Riesgos Geológicos 25k y 5k*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (1984b). Mapa Geotécnico y de Riesgos Geológicos de la ciudad de Murcia. En *Mapa Geotécnico y de Riesgos Geológicos 25k y 5k*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (1985). Evaluación del potencial geotérmico de la cuenca de Mula 2 y 4 (Murcia). En *Investigación de recursos geotérmicos en la cuenca de Mula 2ª y 3ª fases*. Sistema de Información Documental, Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (1986). Mapa predictor de riesgo por Expansividad de Arcillas de España a escala 1:1.000.000. En *Cartografía Digital del IGME*. Instituto Geológico y Minero de España IGME.
- IGME. (1989). Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000. En *Cartografía Digital del IGME*. Instituto Geológico y Minero de España IGME.
- IGME. (2000). Estudio de los recursos subterráneos de agua salobre en la zona sur de la provincia de Alicante. *Instituto Geológico y Minero de España IGME*, 437.
- IGME. (2004). *Mapa Geológico Digital de España (Región de Murcia) (MGD50)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- IGME. (2015). QAFI v.3: Quaternary Faults Database of Iberia. Recuperado desde <http://info.igme.es/QAFI>
- IGME. (2018). SIGEOF, Sistema de Información Geofísica – Geophysical Information System. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Recuperado desde <http://info.igme.es/SIGEOF/>
- IGME. (2020a). Base de Datos de Recursos Minerales BDIN. Recuperado desde <https://doc.igme.es/bdmin>
- IGME. (2020b). GEODE - Continuous digital geological map of Spain, scale 1:50.000. Recuperado desde <https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Geode.aspx?language=es>
- IGN. (2021). The Spanish seismic catalogue. Catálogo Sísmico Nacional. Recuperado en marzo de 2021, desde <https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>

- IGN-UPM. (2013). Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España 2012. *Centro Nacional de Información Geográfica*, 267.
- Imai, T. (1977). P and s wave velocities of the ground in Japan. En *Proc. 9th ICSMFE* (Vol. 2, pp. 257-260).
- Improta, L., Latorre, D., Margheriti, L., Nardi, A., Marchetti, A., Lombardi, A. M., . . . Mele, F. M. y col. (2019). Multi-segment rupture of the 2016 Amatrice-Visso-Norcia seismic sequence (central Italy) constrained by the first high-quality catalog of Early Aftershocks. *Scientific reports*, 9(1), 1-13.
- Insua-Arévalo, J., Garcia-Mayordomo, J., Salazar, A., Rodriguez-Escudero, E., Martinez-Díaz, J., Álvarez-Gómez, J., . . . Rodriguez-Pascua, M. (2012). Actividad holocena de la Falla de Carrascoy, Murcia. resultados preliminares de un análisis paleosísmico. *Geo-Temas*, 13, 1511-1514.
- Insua-Arévalo, J., Tsige, M., Sánchez-Roldán, J., Rodriguez-Escudero, E. & Martinez-Díaz, J. (2021). Influence of the microstructure and roughness of weakness planes on the strength anisotropy of a foliated clay-rich fault gouge. *Engineering Geology*, 289, 106186.
- Insua-Arévalo, M., García-Mayordomo, J., Salazar, Á., Rodríguez-Escudero, E., Martín-Banda, R., Álvarez-Gómez, J. A., . . . Martínez-Díaz, J. J. (2015). Paleoseismological evidence of Holocene activity of the Los Tollos Fault (Murcia, SE Spain): A lately formed Quaternary tectonic feature of the Eastern Betic Shear Zone.
- Ishibashi, K. (2004). Status of historical seismology in Japan. *Annals of Geophysics*, 47(2-3).
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J. & González-Lodeiro, F. (1993). The Alpujarride-Nevaldo-Fibábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5), 555-569.
- Kagan, Y. & Jackson, D. (1991). Long-term earthquake clustering. *Geophysical Journal International*, 104(1), 117-133.
- Kagan, Y. & Jackson, D. (1999). Worldwide doublets of large shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1147-1155.
- Kawase, H. (1996). The cause of the damage belt in Kobe: "the basin-edge effect," constructive interference of the direct s-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves. *Seismological Research Letters*, 67(5), 25-34.
- Kearse, J., Kaneko, Y., Little, T. & Van Dissen, R. (2019). Curved slickenlines preserve direction of rupture propagation. *Geology*, 47(9), 838-842.
- Khazaradze, G., Staller, A., Martínez-Díaz, J., López, R. & Masana, E. (2020). Constraints on geodetic slip partitioning between the Alhama de Murcia and Palomares faults in the SE Betics, Spain. En F. E. W. Group (Ed.), *Fault2SHA 5th Workshop - All Hands on Deck: Promoting Faults in Seismic Hazard Assessment*.
- Kirar, B., Maheshwari, B. & Muley, P. (2016). Correlation between shear wave velocity (V_s) and SPT resistance (n) for Roorkee region. *International Journal of Geosynthetics and Ground Engineering*, 2(1), 9.
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R., Vernant, P., Reilinger, R., . . . Amraoui, N. (2011). New GPS constraints on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1-2), 211-217.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C. & Zachariasse, W. (2000). The 'Tortonian salinity crisis' of the eastern Betics (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 181(4), 497-511.

- Krijgsman, W., Leewis, M. E., Garcés, M., Kouwenhoven, T. J., Kuiper, K. F. & Sierro, F. J. (2006). Tectonic control for evaporite formation in the Eastern Betics (Tortonian; Spain). *Sedimentary Geology*, 188, 155-170.
- Krishna, K., Bull, J. & Scrutton, R. (2009). Early (pre-8 ma) fault activity and temporal strain accumulation in the central Indian Ocean. *Geology*, 37(3), 227-230.
- Kuiper, K., Krijgsman, W., Garcés, M. & Wijbrans, J. (2006). Revised isotopic ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) age for the lamproite volcano of Cabezos Negros, Fortuna basin (eastern Betics, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238(1-4), 53-63.
- Lafosse, M., d'Acremont, E., Rabaute, A., de Lépinay, B. M., Tahayt, A., Ammar, A. & Gorini, C. (2017). Evidence of Quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco). *Basin Research*, 29(4), 470-489.
- Lancis, C., Tent-Manclús, J.-E., Soria, J.-M., Caracuel, J.-E., Corbí, H., Dinarès-Turell, J., ... Yébenes, A. (2010). Nannoplankton biostratigraphic calibration of the evaporitic events in the Neogene Fortuna Basin (SE Spain). *Geobios*, 43(2), 201-217.
- Lapusta, N. & Liu, Y. (2009). Three-dimensional boundary integral modeling of spontaneous earthquake sequences and aseismic slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B9).
- Leonard, M. (2010). Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 1971-1988. doi:10.1785/0120090189
- Levy Cabello, F., Silva, P. & Garcia-Tortosa, F. (2010). Cartografía Geológica de la Hoja 954 de Totana. En *Mapa Geológico Digital de España E 1:50000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España.
- Lin, J. & Stein, R. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Linker, M. & Dieterich, J. H. (1992). Effects of variable normal stress on rock friction: Observations and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 4923-4940.
- Litchfield, N. (2001). The Titri Fault System: Quaternary-active faults near the leading edge of the Otago reverse fault province. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44(4), 517-534.
- Litchfield, N., Wyss, B., Christophersen, A., Thomas, R., Berryman, K., Henshaw, P. & Villamor, P. (2013). *Guidelines for Compilation of Neotectonic Faults, Folds and Fault Sources: GEM Faulted Earth*. Institute of Geological y Nuclear Sciences Limited.
- Liu, M., Stein, S. & Wang, H. (2011). 2000 years of migrating earthquakes in North China: How earthquakes in midcontinents differ from those at plate boundaries. *Lithosphere*, 3(2), 128-132.
- Loiseau, J., Ott d'Estevou, P. & Montenat, C. (1990). Le secteur d'Archenau-Mula. *Documents et travaux de l'Institut géologique Albert de Lapparent*, (12-13), 287-301.
- Lonergan, L. & Schreiber, B. (1993). Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 150(4), 719-727.
- Loomis, T. P. (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, 275(1), 1-30.

- López-Comino, J. A., Mancilla, F. d. L., Morales, J. & Stich, D. (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39(3).
- Lopez-Mir, B., Muñoz, J. A. & Senz, J. G. (2014). Restoration of basins driven by extension and salt tectonics: Example from the Cotiella Basin in the central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 69, 147-162.
- López-Ruiz, J. (1999). El campo volcánico Neógeno del SE de España. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7(3), 244-253.
- Lukowski, P., Wernli, R. & Poisson, A. (1988). New stratigraphical data concerning the late Miocene of the Fortuna basin, Murcia, Spain, showing the importance of the Messinian. *Comptes Rendus Academie des Sciences Paris, Série 2, Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 307(8), 941-947.
- Martí, A., Queralt, P., Marcuello, A., Ledo, J., Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J. J., ... Meqbel, N. (2020). Magnetotelluric characterization of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betics, Spain) and study of magnetotelluric interstation impedance inversion. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 16.
- Martín-Banda, R. (2020). *Segmentación y evolución reciente del Sistema de Fallas de la Sierra de Carrascoy: Implicaciones en su potencial sismogénico* (Doctoral dissertation, Universidad Complutense, Madrid).
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Salazar, Á. E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J. A., ... Herrero, M. J. (2016). New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone. *Tectonics*, 35(1), 55-75.
- Martin-Banda, R., Insua-Arevalo, J. M. & Garcia-Mayordomo, J. (2021). Slip Rate Variation During the Last similar to 210 ka on a Slow Fault in a Transpressive Regime: The Carrascoy Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, 8.
- Martín, J. M., Puga-Bernabéu, A., Aguirre, J. & Braga, J. C. (2014). Miocene Atlantic-Mediterranean seaways in the Betic Cordillera (Southern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1), 175-186.
- Martínez del Olmo, W., Klimowitz, J. & Hernández, E. (2006). El despegue extensional mioceno de la zona de falla de alhama de murcia. *Boletín geológico y minero*, 117(3), 363-377.
- Martínez-Díaz, J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del oeste de Murcia y sur de Almería (Cordillera Bética)* (Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid, Madrid).
- Martínez-Díaz, J. (2002). Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: The alhama de murcia fault, betic cordillera, spain. *Tectonophysics*, 356(4), 291-305.
- Martínez-Díaz, J., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J. M., Canora, C., García-Mayordomo, J., Rodríguez-Escudero, E., ... Masana, E. (2018). Geological evidences of surface rupture related to a seventeenth century destructive earthquake in Betic Cordillera (SE Spain): Constraining the seismic hazard of the Alhama de Murcia fault. *Journal of Iberian Geology*, 45(1), 73-86.
- Martínez-Díaz, J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., de Lis Mancilla, F., Stich, D., Herrera, G. & Morales, J. (2012). Tectonic and seismic implications of an intersegment

- rupture: The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics*, 546, 28-37.
- Martínez-Díaz, J., Masana, E. & Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 253-270.
- Martínez-Díaz, J., Masana, E., Hernández-Enrile, J. L. & Santanach, P. (2003). Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system. *Annals of geophysics*.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J. I., Lonergan, L. & Watts, A. B. (2013). Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: The Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research*, 25(4), 361-387.
- Martínez-Martínez, J. & Azañón, J. (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16(2), 205-225.
- Martínez-Solares, J. & Mezcuca, J. (2002). Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 aC-1900). *Instituto Geográfico Nacional-Monografía*, (18), 444.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J. J., Hernández-Enrile, J. & Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B1).
- Masana, E., Moreno, X., Gràcia, E., Pallàs, R., Ortuño, M., López, R., ... Stepancikova, P. y col. (2018). First evidence of paleoearthquakes along the Carboneras Fault Zone (SE Iberian Peninsula): Los Trances site. *Geologica Acta*, 16(4), 461-476.
- McCalpin, J. P. (2009). *Paleoseismology*. Academic press.
- McClay, K. (1989). Analogue models of inversion tectonics: Geological Society of London. *Special Publications*, 4(1), 41-59.
- McClay, K. (1995). The geometries and kinematics of inverted fault systems: A review of analogue model studies. *Geological Society, London, Special Publications*, 88(1), 97-118.
- McGuire, R. K. (2008). Probabilistic seismic hazard analysis: Early history. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 37(3), 329-338.
- Meijninger, B. (2006). *Late-orogenic extension and strike-slip deformation in the neogene of southeastern Spain* (Doctoral dissertation, Utrecht University).
- Meijninger, B. & Vissers, R. (2006). Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *Basin Research*, 18(4), 547-571.
- Mitra, S. & Namson, J. S. (1989). Equal-area balancing. *American Journal of Science*, 289(5), 563-599.
- Montenat, C. (1973). *Les formations néogènes et quaternaires du levant espagnol: Provinces d'Alicante et de Murcia* (Doctoral dissertation, Centre d'Orsay: Université de Paris Sud).
- Montenat, C. & d'Estevou, P. O. (1999). The diversity of late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Petroleum Geology*, 22(1), 61-80.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P. & Coppier, G. (1990). Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Documents et travaux de l'Institut géologique Albert de Lapparent*, (12-13), 313-368.

- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. & Masse, P. (1987). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 11(1), 1-22.
- Montenat, C., Thaler, L. & Van Couvering, J. (1975). La faune de rongeurs de Librilla. Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (Province de Murcia, Espagne méridionale). *Comptes Rendus Academie des Sciences Paris*, 281(519-522).
- Moreno, X. (2011). *Neotectonic and Paleoseismic Onshore-Offshore integrated study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia)/Estudio integrado tierra-mar de la Neotectonica y Paleosismología de la Falla de Carboneras (Béticas Orientales, SE Península Ibérica)* (Doctoral dissertation, Universitat de Barcelona).
- Moreno, X., Gràcia, E., Bartolomé, R., Martínez-Lorient, S., Perea, H., Gómez de la Peña, L., ... Masana, E. y col. (2016). Seismostratigraphy and tectonic architecture of the Carboneras Fault offshore based on multiscale seismic imaging: Implications for the Neogene evolution of the NE Alboran Sea. *Tectonophysics*, 689, 115-132.
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, A. & Bordonau, J. (2015). Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics*, 663, 78-94.
- Mulargia, F., Stark, P. B. & Geller, R. J. (2017). Why is probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) still used? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 264, 63-75.
- Müller, D. W. & Hsü, K. J. (1987). Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna basin (Southeast Spain): A scenario for the Messinian salinity crisis. *Paleoceanography*, 2(6), 679-696.
- Murphy, P. (2019). *Los terremotos de Almería de 1804. En el archivo histórico nacional*. Madrid: Instituto Geográfico Nacional (IGN).
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).
- NCSE-02. (2002). Norma de Construcción Sismorresistente Española, Parte General y de Edificación. *Comisión Permanente de Normas Sismorresistentes*, 1-67.
- Niemeijer, A. R. & Vissers, R. L. (2014). Earthquake rupture propagation inferred from the spatial distribution of fault rock frictional properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 154-164. doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.010>
- Nixon, C. W., Sanderson, D. J., Dee, S. J., Bull, J. M., Humphreys, R. J. & Swanson, M. H. (2014). Fault interactions and reactivation within a normal-fault network at Milne Point, Alaska. *AAPG Bulletin*, 98(10), 2081-2107.
- Nocquet, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220-242.
- Nur, A. & Cline, E. H. (2000). Poseidon's horses: Plate tectonics and earthquake storms in the Late Bronze Age Aegean and Eastern Mediterranean. *Journal of Archaeological Science*, 27(1), 43-63.
- Oglesby, D. (2008). Rupture termination and jump on parallel offset faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 440-447.

- Oglesby, D. D. & Mai, P. M. (2012). Fault geometry, rupture dynamics and ground motion from potential earthquakes on the North Anatolian Fault under the Sea of Marmara. *Geophysical Journal International*, 188(3), 1071-1087.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018-1040.
- Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Rouchy, J., Ingles, M., Gimeno, D., ... Playa, E. (1993). Correlación litoestratigráfica de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia). *Geogaceta*, 14, 98-101.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J., Štěpančíková, P., Cunha, P., ... Murray, A. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *Bulletin*, 124(9-10), 1474-1494.
- Oskin, M., Arrowsmith, R., Hinojosa Corona, A., Elliott, A., Fletcher, J., Fielding, E., ... Liu-Zeng, J. y col. (2012). Near-field deformation from the El Mayor-Cucapah earthquake revealed by differential LIDAR. *Science*, 335(6069), 702-705.
- Page, M. T., Dunham, E. M. & Carlson, J. (2005). Distinguishing barriers and asperities in near-source ground motion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B11).
- Page, M. T. & Hough, S. E. (2014). The New Madrid seismic zone: Not dead yet. *Science*, 343(6172), 762-764.
- Pelayo, M., Labajo, M., Garcia Romero, L. & Perez del Villar, L. (2009). Chemical and Mineralogical Features of Smectite from the Morron de Mateo Bentonite Deposit (Cabo de Gata, Almeria) in Relation to the Parent Rocks and the Alteration Processes Occurred After the Bentonite Formation: Analogies and Implications for the Engineered Clayey Barrier of a Deep Geological Rad waste Repository. *Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas, CIEMAT*, (1174), 0-86.
- Pelties, C., De la Puente, J., Ampuero, J.-P., Brietzke, G. B. & Käser, M. (2012). Three-dimensional dynamic rupture simulation with a high-order discontinuous Galerkin method on unstructured tetrahedral meshes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).
- Perea, H. & Atakan, K. (2007). Influence of slow active faults in probabilistic seismic hazard assessment: The northwestern margin of the València trough. *Natural Hazards*, 43(3), 379-396.
- Playà, E., Ortí, F. & Rosell, L. (2000). Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: Sedimentological and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 133(1-2), 135-166.
- Pollitz, F. F. (2012). ViscoSim earthquake simulator. *Seismological Research Letters*, 83(6), 979-982.
- Power, M., Chiou, B., Abrahamson, N., Bozorgnia, Y., Shantz, T. & Roblee, C. (2008). An overview of the NGA project. *Earthquake spectra*, 24(1), 3-21.
- Ramírez-Gaytan, A., Estrella, H. F., Preciado, A., Bandy, W. L., Lazcano, S., Nolasco, L. A., ... Korn, M. (2020). Subsoil classification and geotechnical zonation for Guadalajara City, México: Vs30, soil fundamental periods, 3D structure and profiles. *Near Surface Geophysics*, 18(2), 175-188.
- Reasenber, P. (1985). Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5479-5495.

- Reicherter, K. & Hübscher, C. (2007). Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): Relation to the 1522 Almería earthquake? *Journal of Seismology*, *11*(1), 15-26.
- Reilinger, R. & McClusky, S. (2011). Nubia–Arabia–Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics. *Geophysical Journal International*, *186*(3), 971-979.
- Richards-Dinger, K. & Dieterich, J. H. (2012). RSQSim Earthquake Simulator. *Seismological Research Letters*, *83*(6), 983-990. doi:10.1785/0220120105
- Rivas-Medina, A., Benito, B. & Gaspar-Escribano, J. M. (2018). Approach for combining fault and area sources in seismic hazard assessment: Application in south-eastern Spain. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *18*(11), 2809-2823.
- Roberts, G. P. & Michetti, A. M. (2004). Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: An example from The Lazio–Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology*, *26*(2), 339-376.
- Robinson, R., Van Dissen, R. & Litchfield, N. (2011). Using synthetic seismicity to evaluate seismic hazard in the Wellington region, New Zealand: Synthetic seismicity to evaluate seismic hazard. *Geophysical Journal International*, *187*(1), 510-528. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05161.x
- Rodríguez de la Torre, F. (1984). Los terremotos alicantinos de 1829. Instituto de Estudios Alicantinos. Excma. Diputación Provincial de Alicante. Alicante. Serie I.
- Rodríguez-Escudero, E. (2017). *Implicaciones de la Estructura Interna de una Zona de Falla Activa en la Génesis de Terremotos* (Doctoral dissertation, Universidad Autónoma de Madrid).
- Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J., Álvarez-Gómez, J., Insua-Arévalo, J. & Capote del Villar, R. (2014). Tectonic setting of the recent damaging seismic series in the Southeastern Betic Cordillera, Spain. *Bulletin of Earthquake Engineering*, *12*(5).
- Rodríguez-Fernández, J. & De Galdeano, C. S. (1992). Onshore Neogene stratigraphy in the north of the Alboran Sea (Betic internal zones): Paleogeographic implications. *Geomarine letters*, *12*(2), 123-128.
- Rodríguez-Fernández, J. [José], Azor, A. & Miguel Azañón, J. (2012). The Betic intramontane basins (SE Spain): Stratigraphy, subsidence, and tectonic history. *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances*, 461-479.
- Rodriguez-Marek, A., Bray, J. D. & Abrahamson, N. A. (2001). An empirical geotechnical seismic site response procedure. *Earthquake spectra*, *17*(1), 65-87.
- Roquero, E., Silva, P., Rodríguez-Pascua, M., Bardají, T., Elez, J., Carrasco-García, P. & Giner-Robles, J. (2019). Analysis of faulted fan surfaces and paleosols in the Palomares Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): Paleoclimatic and paleoseismic implications. *Geomorphology*, *342*, 88-102.
- Rosa-Cintas, S., Galiana-Merino, J., Molina-Palacios, S., Rosa-Herranz, J., Garcia-Fernández, M. & Jiménez, M. (2011). Soil characterization in urban areas of the Bajo Segura Basin (Southeast Spain) using H/V, F–K and ESAC methods. *Journal of applied geophysics*, *75*(3), 543-557.
- Rotevatn, A. & Peacock, D. C. (2018). Strike-slip reactivation of segmented normal faults: Implications for basin structure and fluid flow. *Basin Research*, *30*(6), 1264-1279.

- Rouchy, J., Taberner, C., Blanc-Valleron, M.-M., Sprovieri, R., Russell, M., Pierre, C., ... Dinares-Turell, J. y col. (1998). Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: The Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sedimentary Geology*, 121(1-2), 23-55.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10359-10370.
- Rundle, J. B. (1988). A physical model for earthquakes: 2. Application to southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B6), 6255-6274.
- Sachs, M. K., Heien, E. M., Turcotte, D. L., Yikilmaz, M. B., Rundle, J. B. & Kellogg, L. H. (2012). Virtual California earthquake simulator. *Seismological Research Letters*, 83(6), 973-978.
- Sánchez-Roldán, J. L., Martínez-Díaz, J. J., Cantavella, J. V., Álvarez-Gómez, J. A. & Morales, J. (2021). Relocation of Seismicity in the Guadalentín Tectonic Valley, Eastern Betics Shear Zone (Southeast Iberia). *Seismological Research Letters*.
- Santisteban, C. & Taberner, C. (1983). Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: The Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna Basin, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 140(3), 401-411.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos (Madrid)*, 39(3-4), 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172(1-2), 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. & Garrido, A. L. (2016). Transcurrencia y mélanges tectónicas en el área de Sierra Arana (Cordillera Bética, NE de Granada). *Estudios Geológicos*, 72(2), e055-e055.
- Sanz de Galdeano, C., López Garrido, A. & García Tortosa, F. (1998). Nuevos datos para la estimación de los valores de levantamiento desde el Tortonense Superior a la actualidad en la parte centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (provincia de Murcia).
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6), 4984-4996.
- Scholz, C. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1), 319-328.
- Scholz, C. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37-42.
- Scholz, C. & Cowie, P. A. (1990). Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, 346(6287), 837-839.
- Schwartz, D. P. & Coppersmith, K. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5681-5698.
- Seed, H., Romo, M., Sun, J., Jaime, A. & Lysmer, J. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—Relationships between soil conditions and earthquake ground motions. *Earthquake spectra*, 4(4), 687-729.
- Seed, H., Ugas, C. & Lysmer, J. (1976). Site-dependent spectra for earthquake-resistant design. *Bulletin of the Seismological society of America*, 66(1), 221-243.

- Semblat, J. F., Kham, M., Parara, E., Bard, P.-Y., Pitilakis, K., Makra, K. & Raptakis, D. (2005). Seismic wave amplification: Basin geometry vs soil layering. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 25(7-10), 529-538.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., ... Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200.
- Shaw, B. E., Milner, K. R., Field, E. H., Richards-Dinger, K., Gilchrist, J. J., Dieterich, J. H. & Jordan, T. H. (2018). A physics-based earthquake simulator replicates seismic hazard statistics across California. *Science Advances*, 4(8), eaau0688. doi:10.1126/sciadv.aau0688
- Sibson, R. (2009). Rupturing in overpressured crust during compressional inversion—the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, 473(3-4), 404-416.
- Sibson, R. & Ghisetti, F. (2010). Characterising the seismic potential of compressional inversion structures, NW South Island. *Earthquake Commission, EQC Project*, 8(547), 38.
- Silva, P. (1994). *Evolución geodinámica de la depresión del Guadalentín (Murcia) desde el mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y geomorfología* (Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid).
- Silva, P., Goy, J., Zazo, C. & Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3), 203-225.
- 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).
- Stacy, S. J. & McCloskey, J. (1999). Heterogeneity and the earthquake magnitude-frequency distribution. *Geophysical research letters*, 26(7), 899-902.
- Stewart, J. P., Douglas, J., Javanbarg, M., Bozorgnia, Y., Abrahamson, N. A., Boore, D. M., ... Stafford, P. J. (2015). Selection of ground motion prediction equations for the global earthquake model. *Earthquake Spectra*, 31(1), 19-45.
- Stewart, J. P., Liu, A. H. & Choi, Y. (2003). Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1), 332-352.
- Stewart, J. P. & Seyhan, E. (2013). *Semi-empirical nonlinear site amplification and its application in NEHRP site factors*. Pacific Earthquake Engineering Research Center.
- Stich, D., Batlló, J., Morales, J., Macià, R. & Dineva, S. (2003). Source parameters of the Mw= 6.1 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophysical Journal International*, 155(2), 539-546.
- Stich, D., Martínez-Solares, J. M., Custódio, S., Batlló, J., Martín, R., Teves-Costa, P. & Morales, J. (2020). Seismicity of the Iberian Peninsula. En *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 11-32). Springer.
- Stirling, M. W., Wesnousky, S. G. & 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(3), 833-868.

- Stirling, M., Gerstenberger, M., Litchfield, N., McVerry, G., Smith, W., Pettinga, J. & Barnes, P. (2008). Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 41(2), 51-67.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K. & Litchfield, N. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(6), 2993-3011.
- Street, R., Woolery, E., Wang, Z. & Harik, I. (1997). Soil classifications for estimating site-dependent response spectra and seismic coefficients for building code provisions in western Kentucky. *Engineering Geology*, 46(3-4), 331-347.
- Taboada, A., Bousquet, J. & Philip, H. (1993). Coseismic elastic models of folds above blind thrusts in the Betic Cordilleras (Spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220(1-4), 223-241.
- Tent-Manclús, J. E., Soria, J. M., Estévez, A., Lancis, C., Caracuel, J. E., Dinarès-Turell, J. & Yébenes, A. (2008). The Tortonian salinity crisis in the Fortuna Basin (southeastern Spain): Stratigraphic record, tectonic scenario and chronostratigraphy. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(7), 474-481.
- Toda, S. & Stein, R. (2003). Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B12).
- Toda, S., Stein, R., Richards-Dinger, K. & Bozkurt, S. B. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5).
- Tomás-Jover, R. (2009). *Estudio de la subsidencia de la ciudad de Murcia mediante interferometría SAR diferencial avanzada* (Tesis doctoral, Universitat d'Alacant-Universidad de Alicante).
- Torres-Roldan, R. (1979). The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain); its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine Belt. *American Journal of Science*, 279(1), 19-51.
- Tsige, M. & Garcia Florez, I. (2006). Propuesta de clasificación geotécnica del “Efecto Sitio” (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia. *Geogaceta*, 40, 39-42.
- Valentini, A., Visini, F. & Pace, B. (2017). Integrating faults and past earthquakes into a probabilistic seismic hazard model for peninsular Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(11).
- Villamor, P. (2002). *Cinemática Terciaria y Cuaternaria de la Falla de Alentejo-Plasencia y su influencia en la peligrosidad sísmica de la Península Ibérica* (Doctoral dissertation, Universidad Complutense Madrid, p 343).
- Vissers, R. & Meijninger, B. (2011). The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solid Earth*, 2(2), 199-204.
- Vissers, R., Platt, J. & Van der Wal, D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, 14(4), 786-803.
- Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T. H. & Kanamori, H. (1999). Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California. *Earthquake spectra*, 15(3), 557-564.

- Walker, J. F., Roberts, G. P., Cowie, P., Papanikolaou, I. D., Sammonds, P., Michetti, A. & Phillips, R. (2009). Horizontal strain-rates and throw-rates across breached relay zones, central Italy: Implications for the preservation of throw deficits at points of normal fault linkage. *Journal of Structural Geology*, 31(10), 1145-1160.
- Walsh, J. J. & Watterson, J. (1989). Displacement gradients on fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 307-316.
- Wang, S. & Hao, H. (2002). Effects of random variations of soil properties on site amplification of seismic ground motions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(7), 551-564.
- Watkins, H., Butler, R. W. & Bond, C. E. (2017). Using laterally compatible cross sections to infer fault growth and linkage models in foreland thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 96, 102-117.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wen, K.-L., Beresnev, I. A. & Yeh, Y. T. (1994). Nonlinear soil amplification inferred from downhole strong seismic motion data. *Geophysical research letters*, 21(24), 2625-2628.
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1609-1632.
- Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J. & Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: Improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409-410.
- White, N. & Yielding, G. (1991). Calculating normal fault geometries at depth: Theory and examples. *Geological Society, London, Special Publications*, 56(1), 251-260.
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3), 373-382.
- Williams, G., Powell, C. & Cooper, M. (1989). Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 3-15.
- Wilson, J. M., Yoder, M. R., Rundle, J. B., Turcotte, D. L. & Schultz, K. W. (2018). Spatial evaluation and verification of earthquake simulators. En *Earthquakes and Multi-hazards Around the Pacific Rim, Vol. I* (pp. 85-99). Springer.
- Wollherr, S., Gabriel, A.-A. & Mai, P. M. (2019). Landers 1992 “reloaded”: Integrative dynamic earthquake rupture modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7), 6666-6702.
- Yamada, Y. & McClay, K. (2003). Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Journal of structural geology*, 25(9), 1551-1560.
- Youngs, R. R. & Coppersmith, K. (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.
- Zechar, J. D. & Frankel, K. L. (2009). Incorporating and reporting uncertainties in fault slip rates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B12).
- Ziesch, J., Tanner, D. C. & Krawczyk, C. M. (2014). Strain associated with the fault-parallel flow algorithm during kinematic fault displacement. *Mathematical geosciences*, 46(1), 59-73.

Anexos

Anexo A

Análisis estructural de la subcuenca de Mula-Archena

A.1 Cartografía geológica-estructural

En la **Figura A.1** se muestran los mapas de la cartografía geológico-estructural realizada en la zona de estudio de los Capítulos 3 y 4 de esta Tesis Doctoral, a partir de trabajo de campo y la revisión de cartografías previas (IGME, 1972a, 1972b, 2004). Los mapas complementan las Figuras 3.2 y 3.5. Todos los datos estructurales (orientaciones de estratos) se muestran en los mapas, junto con estereográficas. Se muestran también las localizaciones desde donde se tomaron las fotografías de campo que se ilustran en la Figura 3.4.

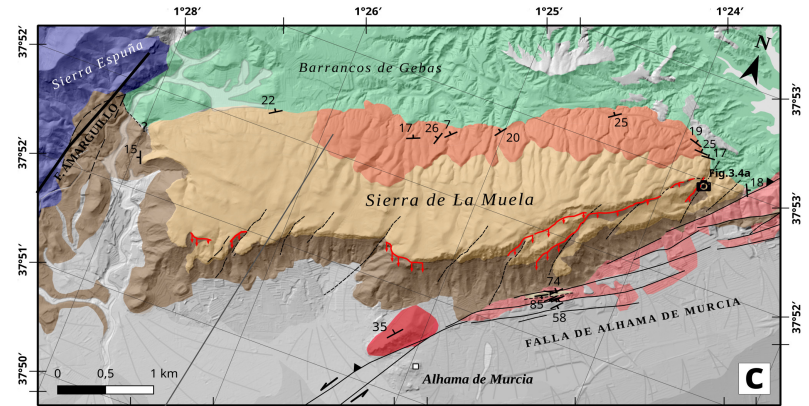
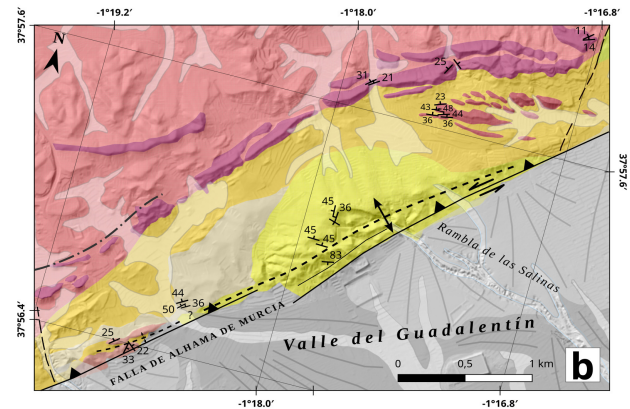
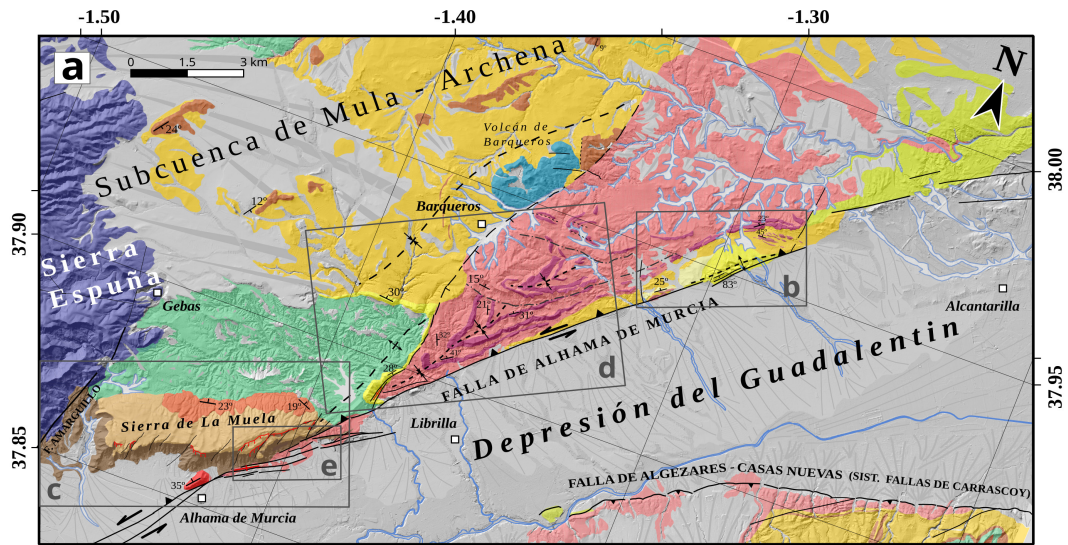
a) Mapa geológico-estructural general de la zona de estudio, correspondiente a la Figura 3.2.

b) Mapa geológico-estructural del pliegue situado al NE de la sección Alhama de Murcia - Alcantarilla.

c) Mapa geológico-estructural de la sierra de La Muela, al norte del municipio de Alhama de Murcia.

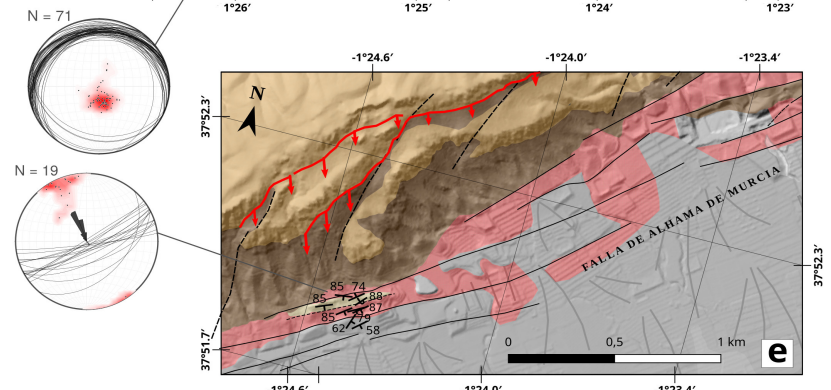
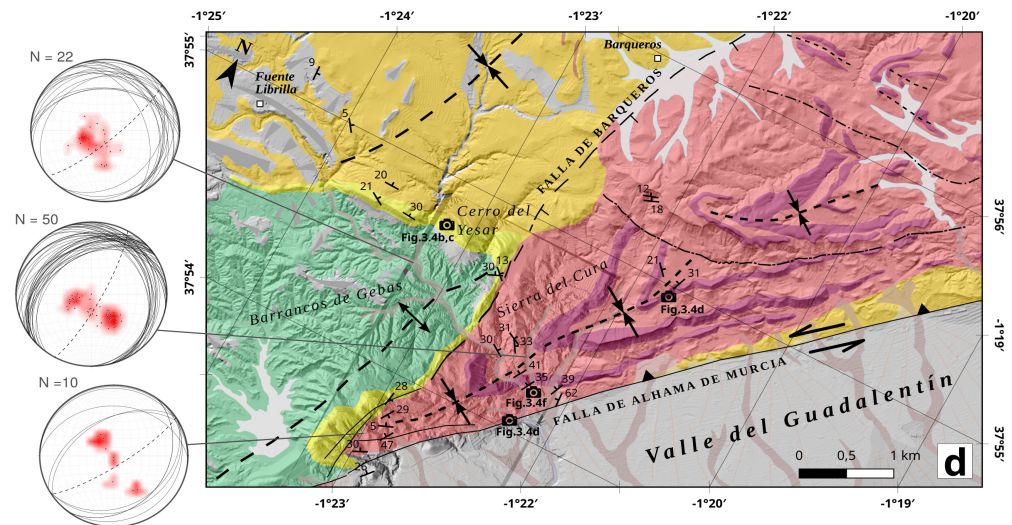
d) Mapa geológico-estructural del área que comprende la Sierra de la Muela y los Barrancos de Gebas. Zona de intersección entre la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Barqueros.

e) Mapa geológico-estructural de la base de la sierra de La Muela, donde la falla parece ramificarse en varias trazas.



CUATERNARIO	MESSINIENSE (unidad V)	TORTONIENSE SUPERIOR (unidad IV)	LANGHIENSE - SERRAVALIENSE (unidad I-II)
Terraza fluvial cuaternaria / Glacis y abanicos aluviales	Arenas blancas con intercalación de arcillas margosas con yesos	Gravas, arenas y arcillas.	Conglomerados rojos con clastos de dolomía y esquistos.
PLIOCENO (unidad VI)	Yesos laminados con margas	Conglomerados calcáreos y calcarenitas.	COMPLEJO MALÁGUIDE (TRIÁSICO)
Barras de areniscas con escasos conglomerados	Margas	Conglomerado polimícticos endurecidos	Dolomías, conglomerados y areniscas.
Barras de conglomerados (canales) y areniscas	Lamproitas del volcán Barqueros	Calcarenitas, areniscas y conglomerados polimícticos.	— fallas observadas
Limos y conglomerados aluviales rojos		Margas arcillosas amarillentas con yesos.	- - - fallas inferidas

Fig.3.4 Localización desde la que se tomaron las fotografías de la Figura 3.4



Anexo A.1 Cartografía Geológica-estructural

Figura A.1: Mapas de la cartografía geológico-estructural realizada en la zona de estudio (Tamaño A3 en formato físico).

A.2 Interpretación de perfiles de sísmica

En este Anexo se proporciona la interpretación de las líneas de sísmica de reflexión utilizadas en este trabajo. Las secciones sísmicas SEG-Y se obtuvieron en el SIGEOF de IGME (2018) y se han interpretado con la ayuda del software Petrel. Los perfiles son: S-85-96, S-84-52, S-85-92, S-85-94, S-84-54, S-85-98, S-84-56, S-85-100, S-84-55 y S-85-65 (**Figuras A2 a A10**).

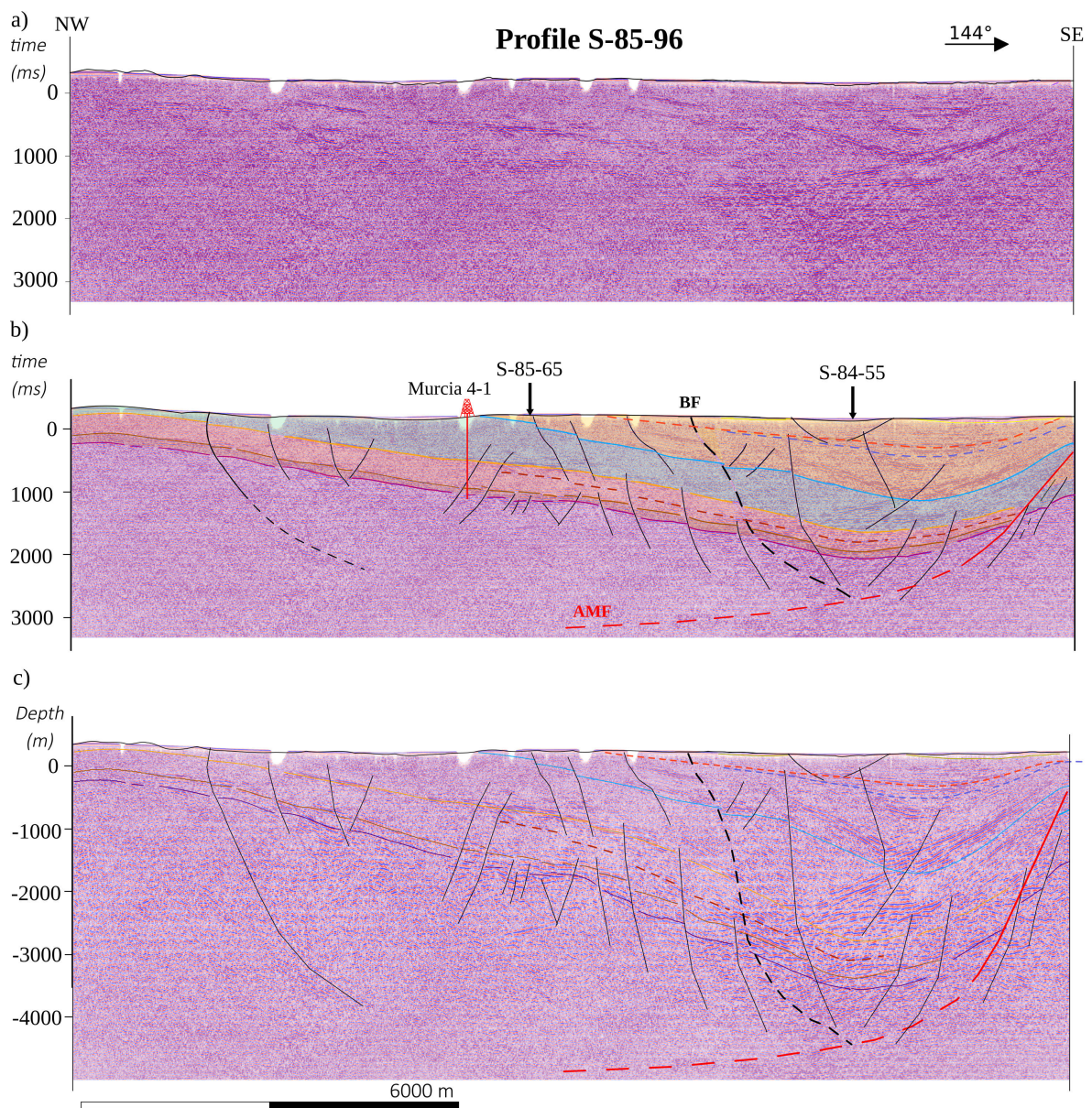


Figura A.2: (a) Imagen sísmica del Perfil S-85-96. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

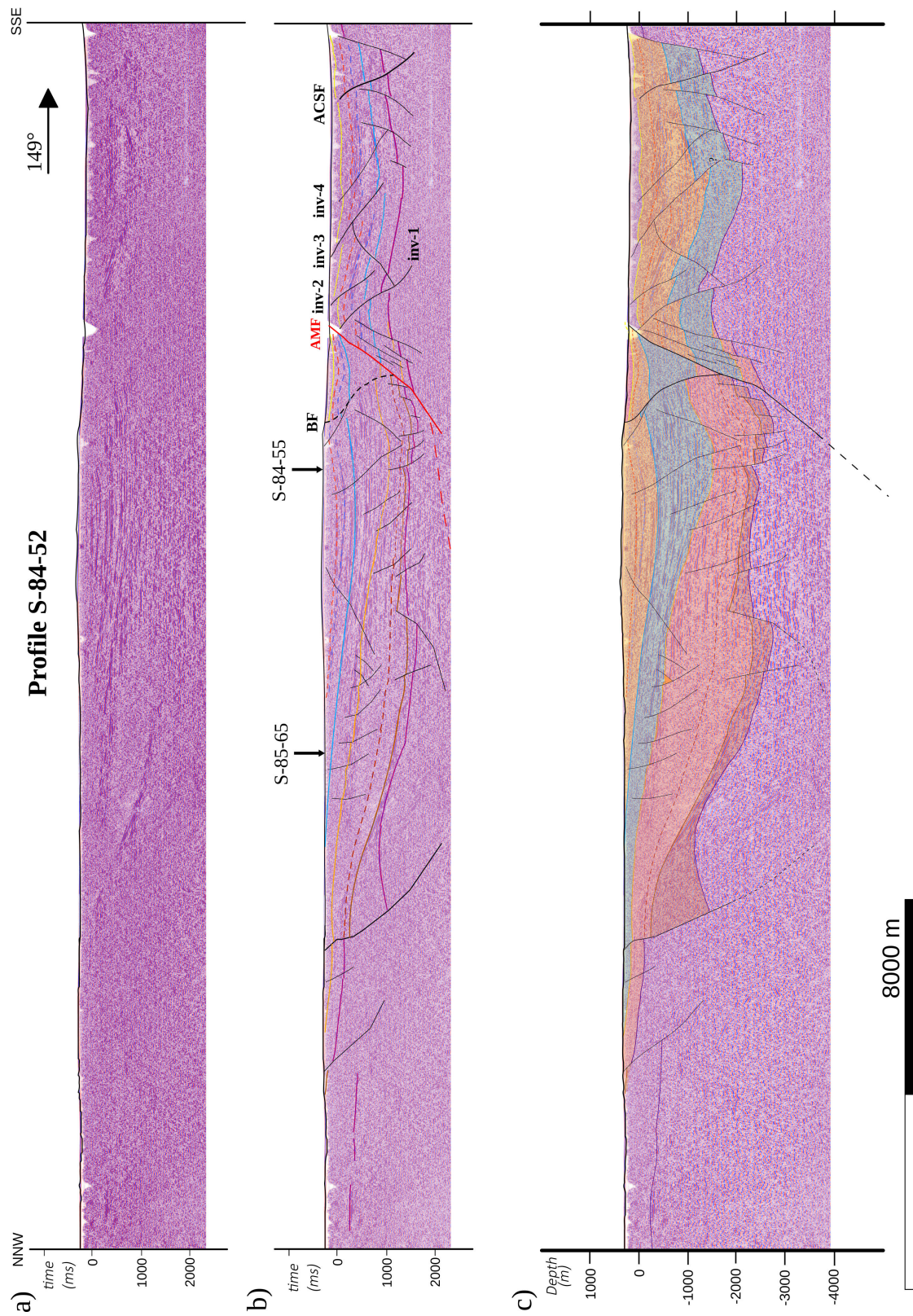


Figura A.3: (a) Imagen sísmica del Perfil S-84-52. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

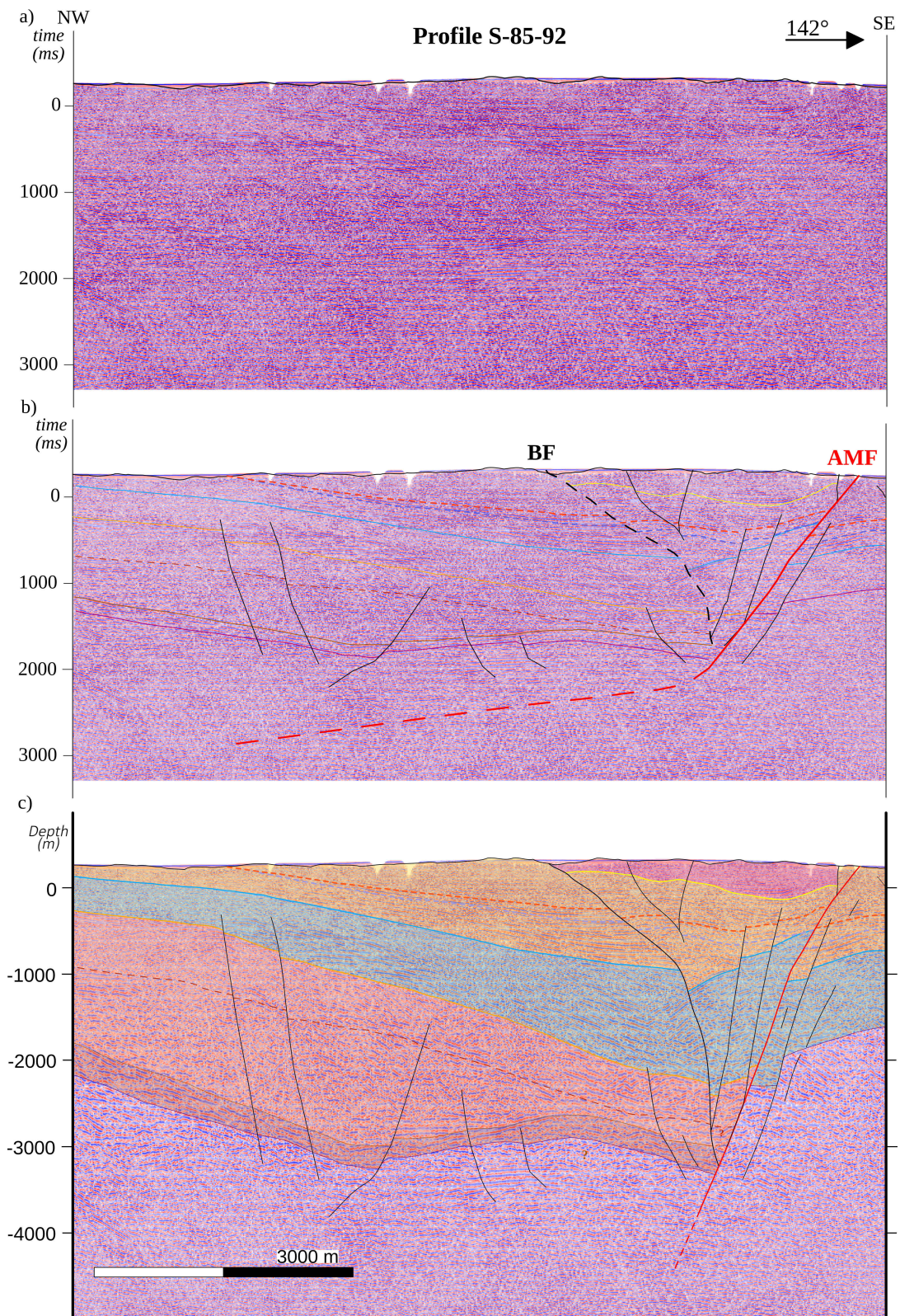


Figura A.4: (a) Imagen sísmica del Perfil S-85-92. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

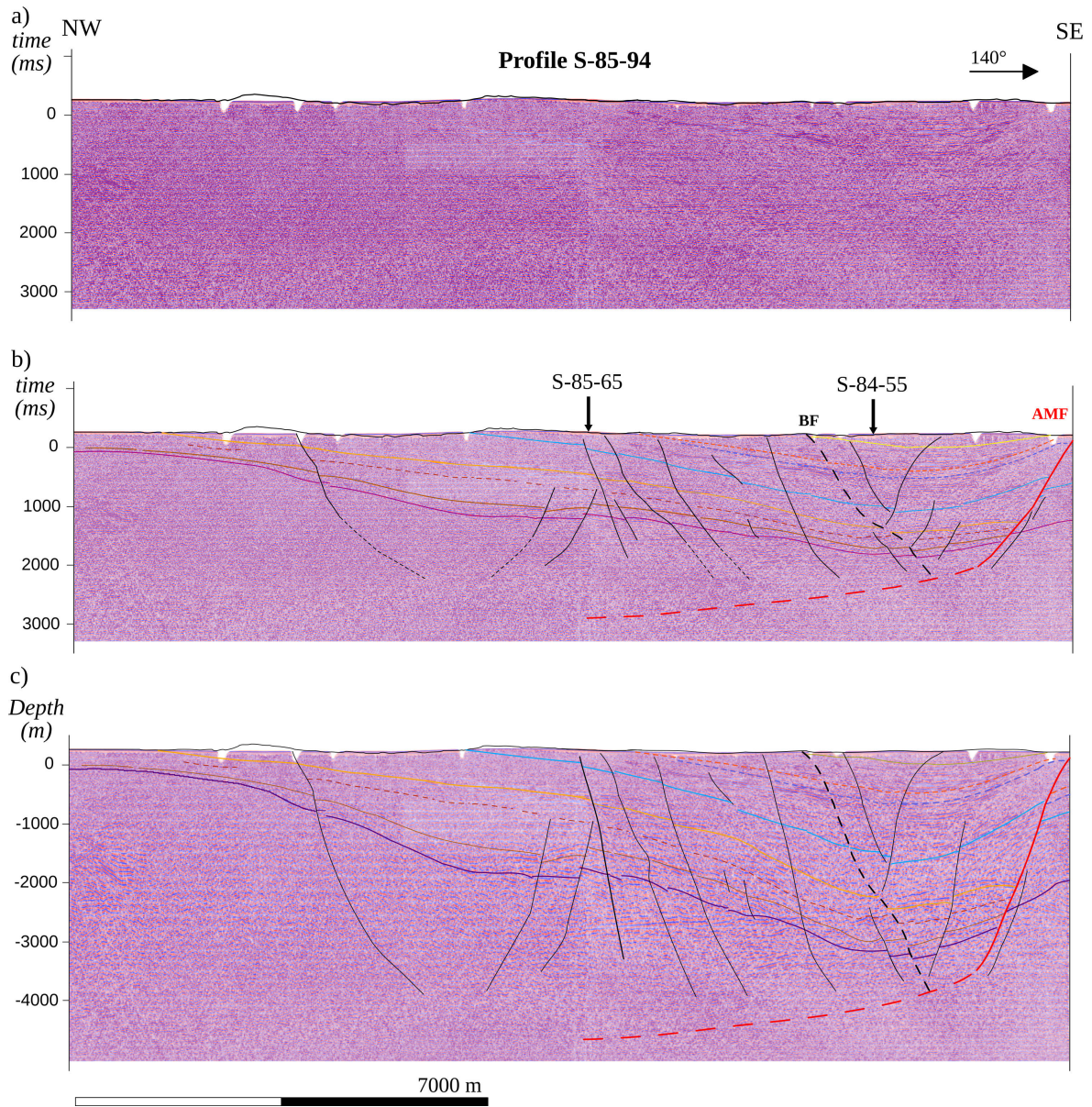


Figura A.5: (a) Imagen sísmica del Perfil S-85-94. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

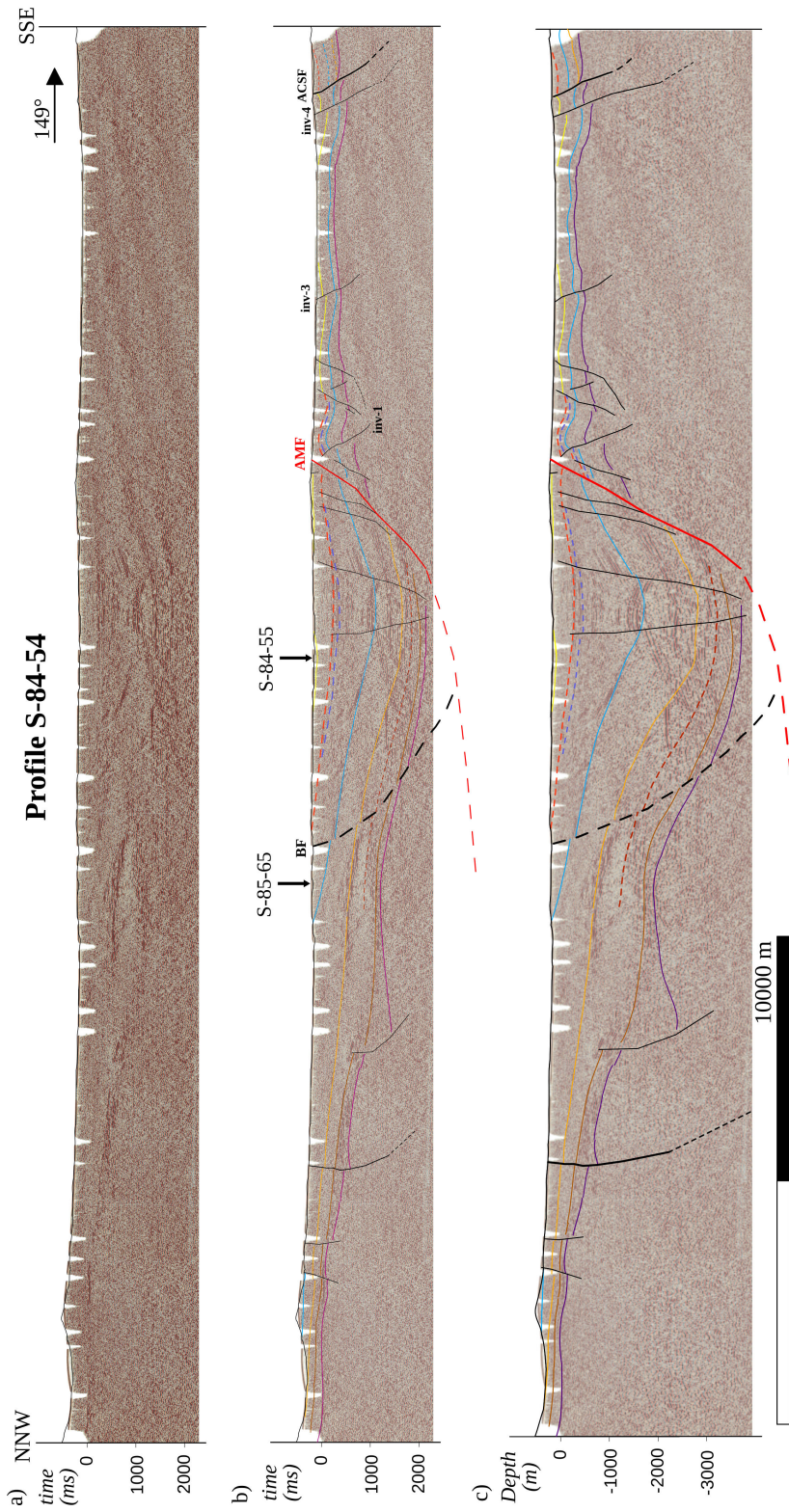


Figura A.6: (a) Imagen sísmica del Perfil S-84-54. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

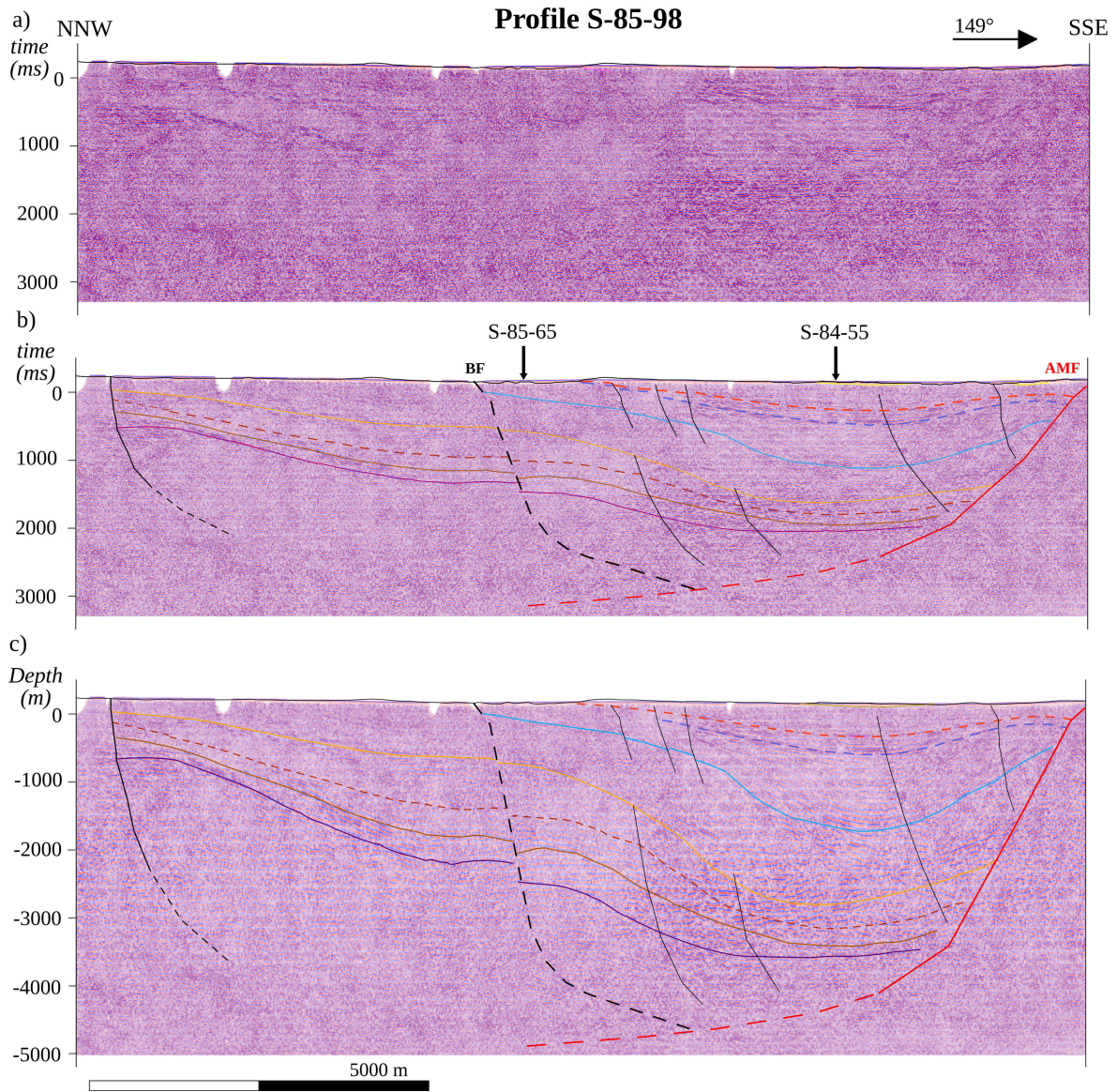


Figura A.7: (a) Imagen sísmica del Perfil S-85-98. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

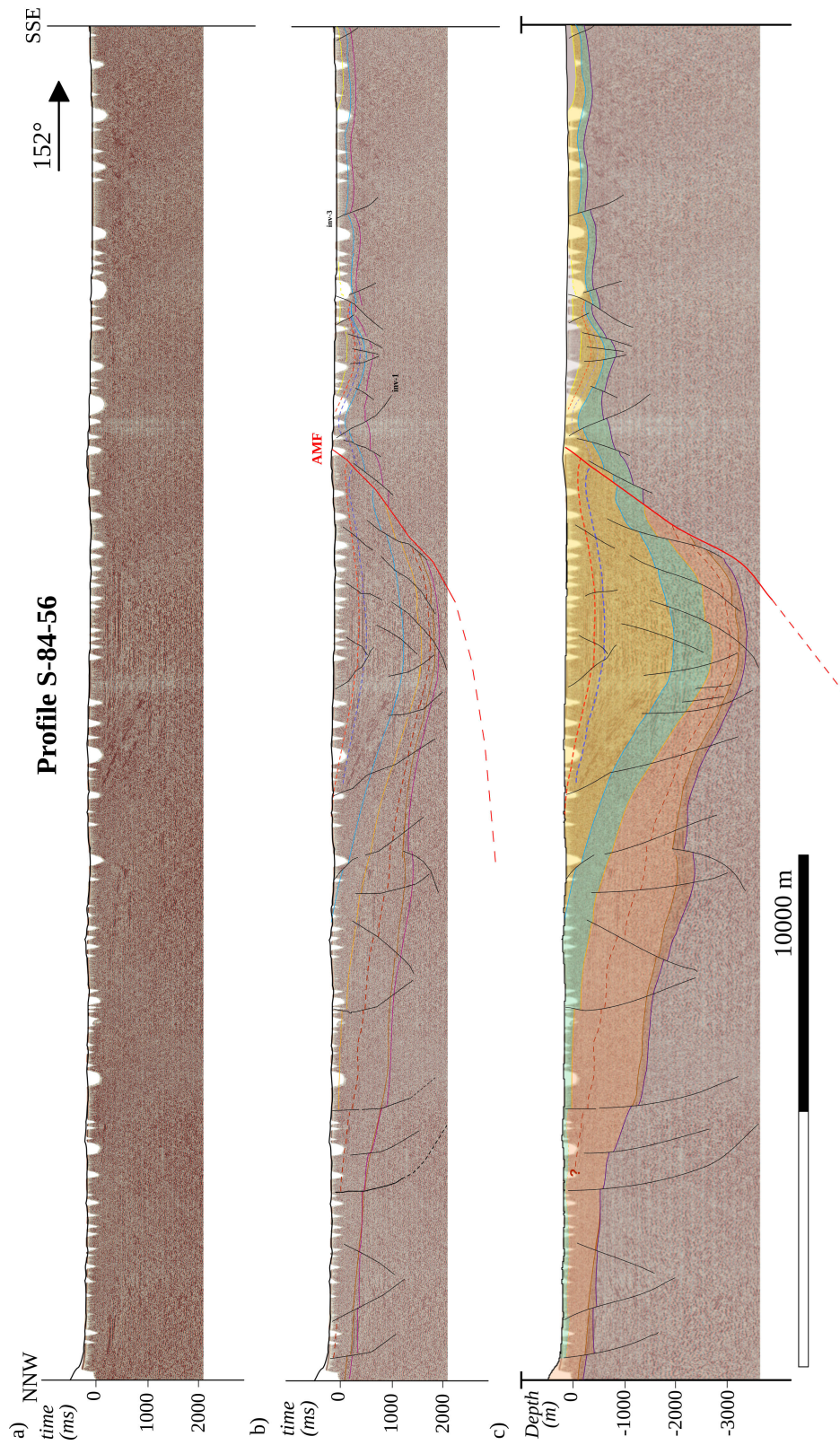


Figura A.8: (a) Imagen sísmica del Perfil S-84-56. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

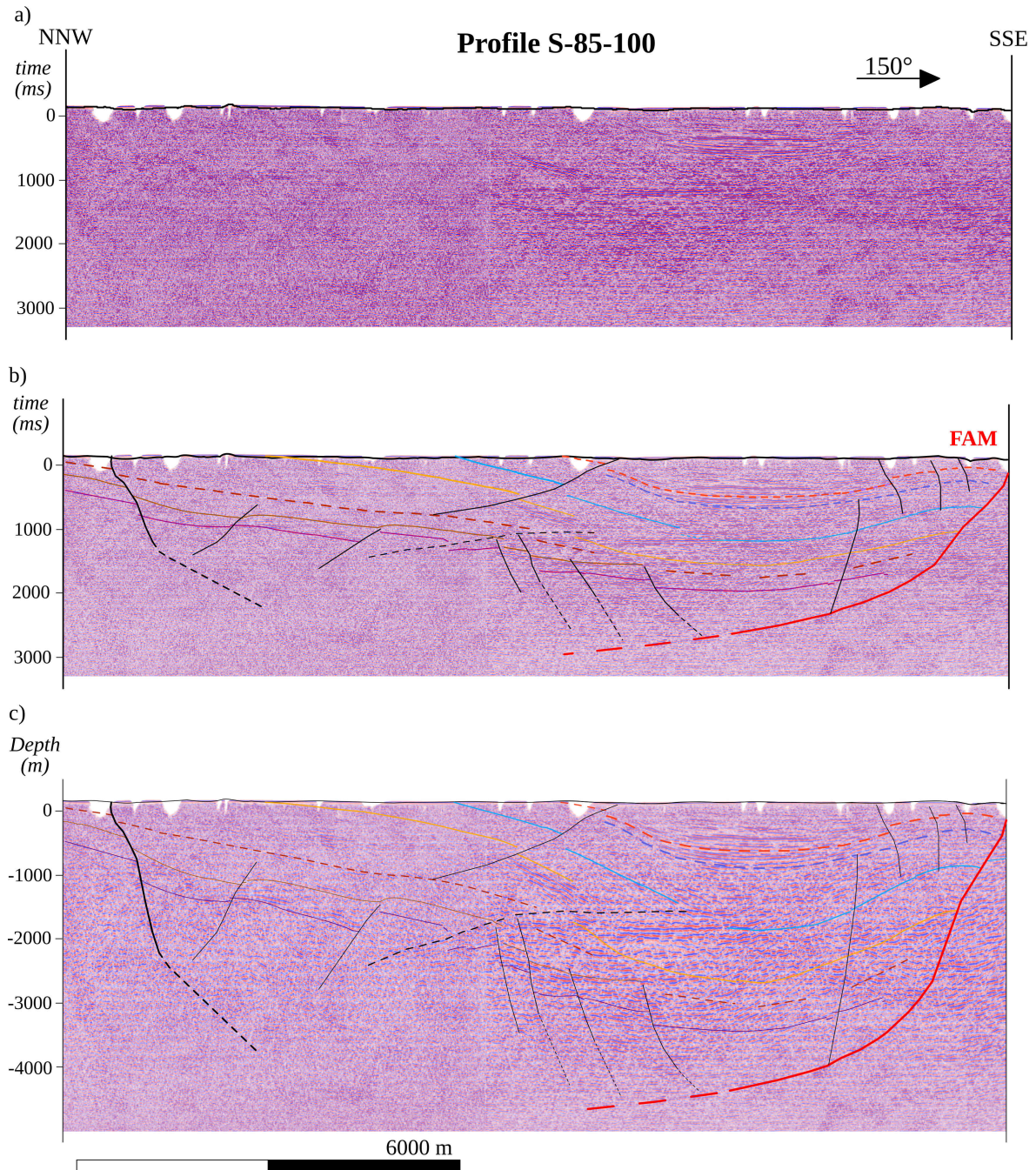


Figura A.9: (a) Imagen sísmica del Perfil S-85-100. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

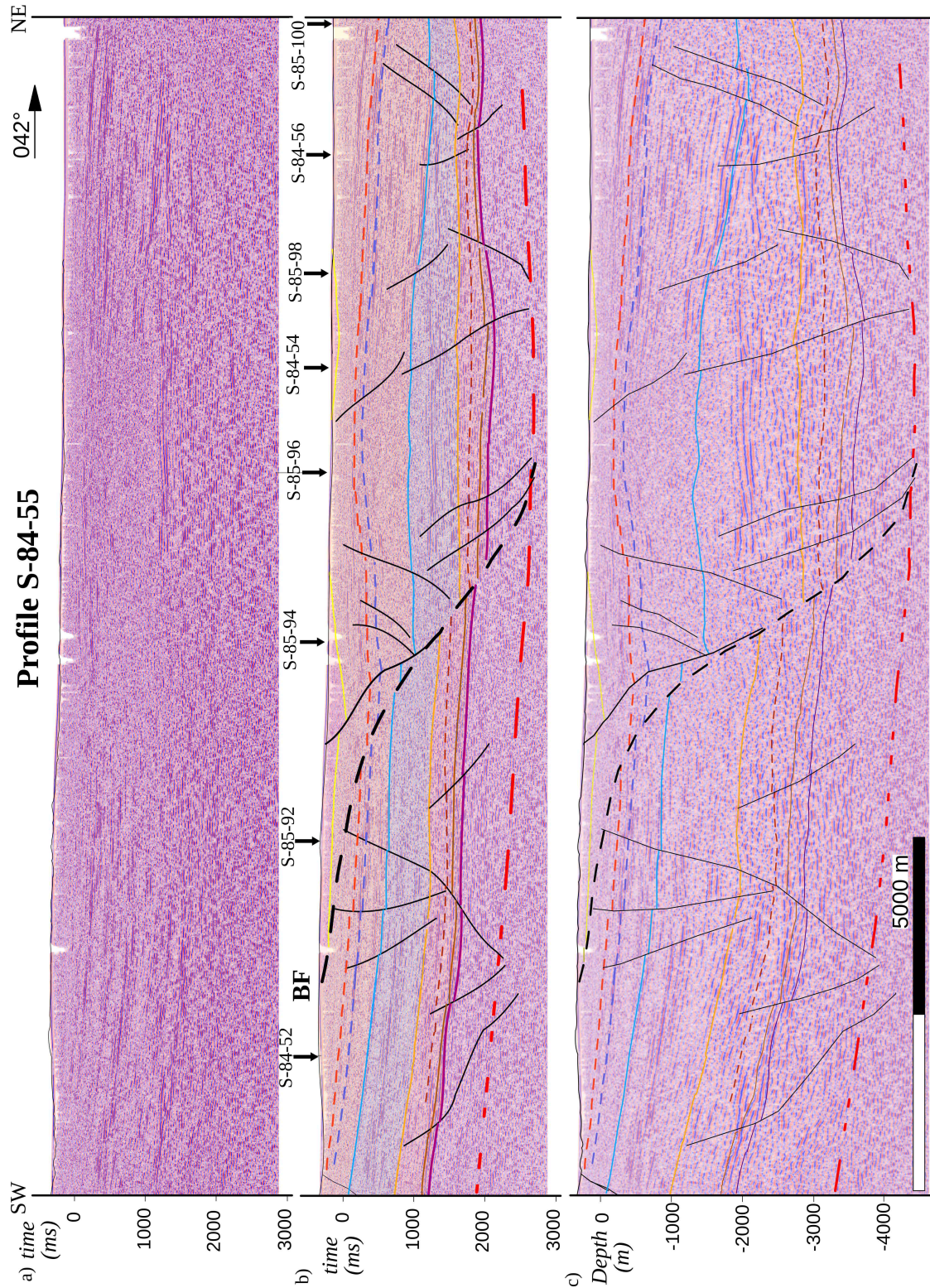


Figura A.10: (a) Imagen sísmica del Perfil S-84-55. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

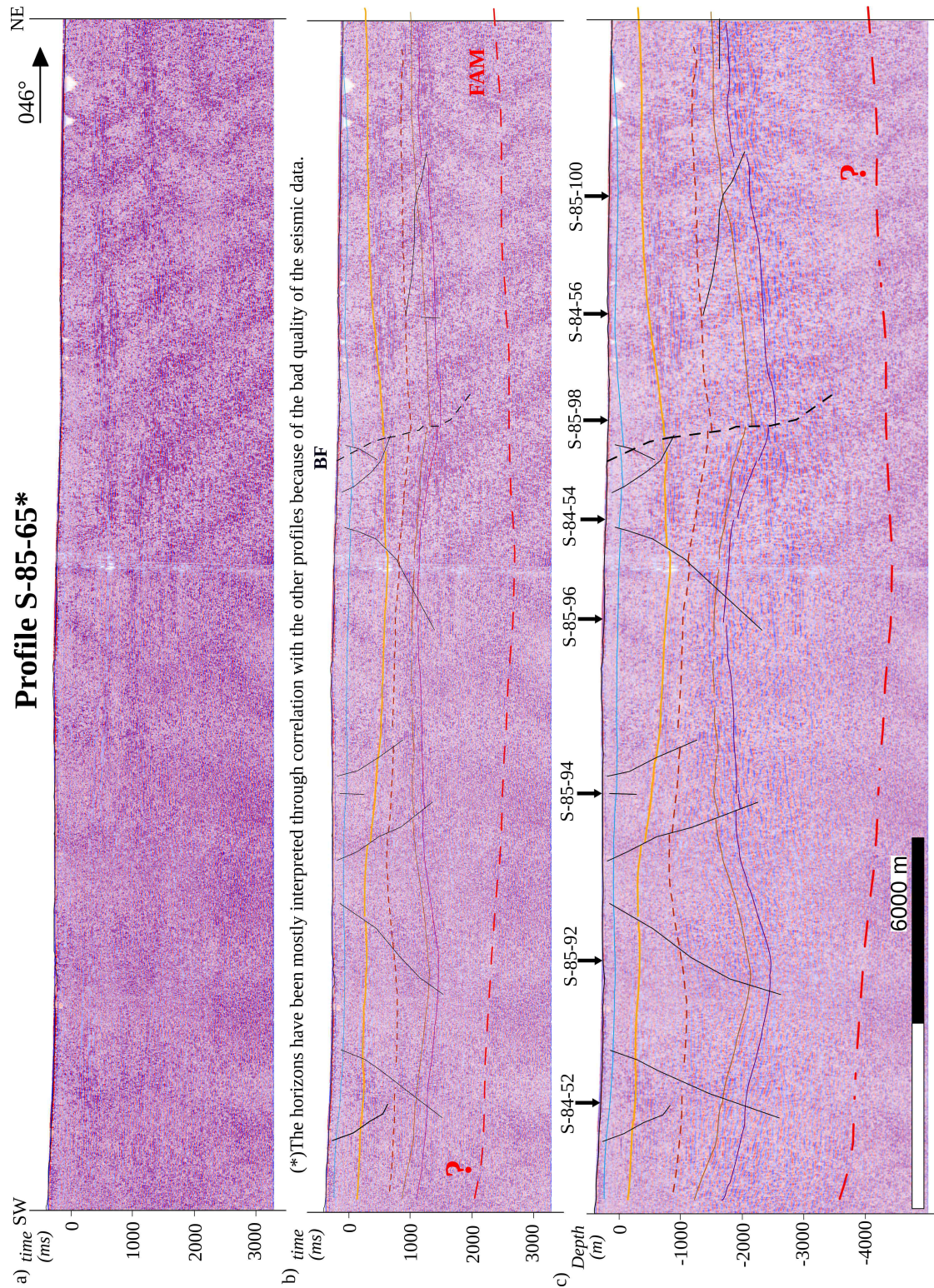


Figura A.11: (a) Imagen sísmica del Perfil S-85-65. (b) Interpretación de la línea sísmica en TWT (ms). (c) Interpretación en profundidad (m). La leyenda se muestra en la Figura 3.8.

Anexo B

Simulaciones de sismicidad sintética en las Béticas Orientales.

B.1 Datos adicionales y cálculos de IR_{paleo}

Este texto complementario contiene información sobre datos y criterios adicionales utilizados para calcular los intervalos de recurrencia de los emplazamientos paleosísmicos (IR_{paleo}) presentados en la Tabla 5.7, y algunos comentarios sobre algunas estimaciones descritas en la Discusión. La información contenida en este Anexo y los archivos de entrada y salida de las simulaciones se encuentran en el repositorio: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.12909815> (Herrero-Barbero et al., 2021a).

AMF-2 (sección Lorca-Totana)

Hay varios estudios de trincheras y geomorfológicos en esta sección de la AMF (e.g., Canora et al., 2016; Ferrater et al., 2016; Masana et al., 2004). Canora et al. (2016) describen al menos 3 eventos y un máximo de 7 durante los últimos ~ 31 ka en una trinchera excavada en el abanico aluvial de La Salud. El último evento identificado tiene al menos 11.1 ± 0.6 ka de antigüedad. Según estos datos, estimamos intervalos de recurrencia (IR) entre 2871.4 y 6700.0 años, por lo que el IR medio es 4785.7 años. Los resultados estimados de IR son similares para los sitios paleosismológicos de El Saltador y Colmenar: Masana et al. (2004) observaron 5-8 paleo-terremotos durante los últimos 26.9 ka (período preferente según García-Mayordomo (2005)), lo que significa un IR de 3316.3–5306.0 años (último evento considerado: 370 ka). Calculamos un IR medio de 4311.1 años, similar al resultado de la trinchera de La Salud. Según los resultados del estudio de trincheras 3D de Ferrater et al. (2016) en el abanico de El Saltador, se definieron 5 eventos para los últimos 25.5 ka, es decir, un IR promedio de 5100 años. Se ha considerado el resultado intermedio de IR del emplazamiento de La Salud (Canora et al., 2016) para comparar los IR de los catálogos sintéticos.

CF-2 (sección de falla de Carboneras Norte)

Consideramos los estudios paleosismológicos realizados en la Sierra de La Serrata, en el emplazamiento de El Hacho (Moreno et al., 2008; Moreno, 2011) y el de Los Trances (Masana et al., 2018). Moreno (2011) identifica un mínimo de 7 paleo-eventos desde 191 ka AP, siendo al menos 3 de ellos menores de 41.5 ka AP en El Hacho. Considerando sólo los últimos tres eventos en los últimos 41.5 ka según lo recomendado por la autora, el IR promedio es de 13.8 ka. En la trinchera de Los Trances, se identifican al menos 4 eventos menores de 133 kyr (Masana et al., 2018). Esto significa un IR máximo posible de 33.3 ka. En nuestro caso, tomando estas estimaciones mínimas y máximas publicadas, calculamos el resultado de IR medio de ambos sitios para comparar: 23541.7 años.

La tasa de paleo-terremotos para la discusión de grandes magnitudes se estima a partir de los resultados en las trincheras del emplazamiento de El Hacho (Moreno, 2011). Considerando solo los últimos tres eventos datados desde 41.5 ka AP, estimamos una tasa de ocurrencia anual de 7.23×10^{-5} mm/año.

LTF

Los IRs seleccionados son de la investigación de trincheras de Insua-Arévalo et al. (2015) en los emplazamientos de Acopios-Rio. Estos autores sugirieron al menos 2 eventos: el evento más reciente data de 2740–2140 años AP y calculan un IR entre 2200 y 6860 años. Calculamos un IR medio de 4540 años para usar en nuestro análisis comparativo.

CAF-1 (SW Carrascoy, sección Algezares-Casas Nuevas)

Los IRs se obtienen del análisis de trincheras de Martín-Banda et al. (2016). Identificaron de 9 a 11 paleo-eventos durante un período de 30.2 ± 2.1 ka e infirieron un IR promedio entre los principales eventos de $3.3 \pm 0,7$ ka. Usamos este valor medio de 3300 años en nuestro análisis comparativo.

BSF-2 (sección de Benejúzar)

Hemos seleccionado datos de estimaciones publicadas relacionadas con una de las secciones de la BSF que no constituye una terminación de la falla. Alfaro et al. (2012) estiman IRs de 9392 y 9885 años analizando marcadores estratigráficos, por lo que calculamos un IR medio de 9638.5 años. Para toda la falla, estiman un IR de 9732–10254 años, es decir, un IR medio de 9993 años. Este valor es bastante similar a la estimación en la sección BSF-2, lo que respalda que los datos elegidos de la sección BSF-2 son representativos de esta falla.

B.2 Información detallada sobre las fallas del modelo 3D

En el próximo apartado del Anexo se muestra información detallada sobre las fallas de nuestro modelo: tasas de deslizamiento y edades consideradas en la estimación, cabeceos, geometrías (ángulos de buzamiento, longitud y profundidad), métodos de adquisición y las publicaciones relacionadas, con los criterios seguidos para la asignación de los datos de entrada en nuestras simulaciones. Se agregan, además, comentarios sobre el procedimiento de modelización. Los ficheros de entrada del modelo 3D para el simulador se muestran en el repositorio: <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.12909815> (Herrero-Barbero et al., 2021a).

Fault name	Fault ID	Segment ID*	Fault section name	Fault Section ID
Los Tollos Fault (LTF)	4	10	Los Tollos Fault	LTF-1

Los Tollos Fault (LTF-1)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		15				
Seismogenic depth (km)	0	8				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	80	90	85			Insua-Arévalo et al. (2015) suggest a high angle (sub-vertical) SE dipping fault
Rake (°)	0	35	15		A	Measured in trenches by Insua-Arévalo et al. (2015)
Slip rate (mm/yr)	0.06	0.25	0.16	2.2 - 6.9 ka	A	Insua-Arévalo et al. (2015)
Notes						

Figura B.1: Datos sobre la Falla de Los Tollos (LTF).

Fault name	Fault ID	Segment ID*	Fault section name	Fault Section ID
Alhama de Murcia Fault (AMF)	1	4	Góñar – Lorca	AMF-1
		3	Lorca – Totana	AMF-2
		2	Totana – Alhama de Murcia	AMF-3
		1	Alhama de Murcia – Alcantarilla	AMF-4

Góñar – Lorca (AMF-1)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		28				
Seismogenic depth (km)	0	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	60	70	65			From magnetotelluric (Martí et al., 2020) and well data (Alonso-Henar et al., 2020).
Rake (°)	0	40	20		A	From slickenlines on fault plane (Martínez-Díaz, 1998).
Slip rate (mm/yr)	0.50	1.70	1.1	200 ka	A	Minimum value is based on vertical and horizontal slip rates estimated by Ortuño et al. (2012) and maximum value is taken from Ferrater et al. (2017). Both estimations are based on trenches done in one of the branches of the Góñar-Lorca section.
Notes						
Lorca – Totana (AMF-2)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		23				
Seismogenic depth (km)	0	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	45	65	55			From 2011 Lorca earthquake focal mechanism and InSAR analysis (Martínez-Díaz et al., 2012).
Rake (°)	19	59	39		A	From 2011 Lorca earthquake focal mechanism and InSAR analysis (Martínez-Díaz et al., 2012) and from structural analysis by Alonso-Henar et al. (2020).
Slip rate (mm/yr)	0.80	1.00	0.9	20-30 ka	A	Data from trenching and morphotectonic analysis (Ferrater et al., 2016, 2017)
Notes						
Slip rates are modified gradually until reaching the value assigned to AMF-1 and AMF-3 sections over a few patches at the end of the mesh in order to avoid abrupt changes.						

Figura B.2: Datos sobre la Falla de Alhama de Murcia (AMF), secciones Góñar-Lorca y Lorca-Totana (AMF1-2).

B.2. INFORMACIÓN DETALLADA SOBRE LAS FALLAS DEL MODELO 3D

Totana – Alhama de Murcia (AMF-3)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		11				
Seismogenic depth (km)	0	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	49	69	59			Inferred from Alhama de Murcia – Alcantarilla section. See interpretation of seismic reflection profiles from Herrero-Barbero et al. (2020)
Rake (°)	25	58	42		D	Inferred from Alhama de Murcia – Alcantarilla section. Based on the estimation of vertical and horizontal components of slip. Herrero-Barbero et al. (2020)
Slip rate (mm/yr)	0.07	0.32	0.2	4.8 - 7.6 Ma	C	Minimum value is based on analysis of mountain fronts from Silva et al. (2003). Maximum value is based on cross-section restorations from Herrero-Barbero et al. (2020), being the estimation referred to the SW tip of the Alhama de Murcia - Alcantarilla section, where it joins with Totana – Alhama de Murcia section.
Notes Most of data are inferred from the parameters estimated in AMF-4 section. At the SW tip of the section, slip rate is increased gradually from maximum value until the value assigned to AMF-2 section in order to avoid abrupt changes. This procedure is done through linear interpolation.						
Alhama de Murcia – Alcantarilla (AMF-4)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		25				
Seismogenic depth (km)	0	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	49	69	59			See interpretation of seismic reflection profiles from Herrero-Barbero et al. (2020)
Rake (°)	25	58	42		C	Based on the estimation of vertical and horizontal components of slip. Herrero-Barbero et al. (2020)
Slip rate (mm/yr)	0.07	0.32	0.2	4.8 - 7.6 Ma	B	Minimum value is based on analysis of mountain fronts from Silva et al. (2003). Maximum value is based on cross-section restorations from Herrero-Barbero et al. (2020), being the estimation referred to the SW tip of the section.
Notes Slip rate tapers from maximum value to mean value towards the NE of the section in order to avoid sharp boundaries in stress during simulations. This decrease of slip rates along the section agrees with the slip rate distribution estimated by Herrero-Barbero et al. (2020) for this AMF section, and helps to avoid abrupt changes in stress interactions. This procedure is done through linear interpolation.						

Figura B.3: Datos sobre la Falla de Alhama de Murcia (AMF), secciones Totana-Alhama de Murcia y Alhama de Murcia-Alcantarilla (AMF 2-4).

ANEXO B. SIMULACIONES DE SISMICIDAD SINTÉTICA EN LAS BÉTICAS ORIENTALES.

Fault name	Fault ID	Segment ID*	Fault section name	Fault Section ID
Carboneras Fault (CF)	2	5	Southern Carboneras (offshore)	CF-1
		6	Northern Carboneras (offshore-onshore)	CF-2

Southern Carboneras – offshore (CF-1)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		36				
Seismogenic depth (km)	0	11				Depth of fragile rupture (seismogenic depth) (García-Mayordomo, 2005). Lower depth of instrumental seismicity (Moreno, 2011)
Dip (°)	80	90	85			From seismic profiles (Moreno, 2011)
Rake (°)	0	20	10		D	Pure strike-slip is generally assumed. It is supported by slip components estimated from deflected submarine channels and the rake measured in the northern section (Moreno, 2011)
Slip rate (mm/yr)	1.10	1.30	1.20	110 ka	A	From deflected submarine channels (Moreno, 2011) and GPS data (Echeverria et al., 2015).
Notes						
Northern Carboneras – offshore-onshore (CF-2)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		110				
Seismogenic depth (km)	0	11				Depth of fragile rupture (seismogenic depth) (García-Mayordomo, 2005). Lower depth of instrumental seismicity (Moreno, 2011)
Dip (°)	80	90	85			From seismic profiles (Moreno, 2011)
Rake (°)	0	20	10		B	Moreno (2011) measures a pitch of 20/060 in slickensides (maximum value) and pure strike-slip (0°) has been generally assumed for this fault (minimum value).
Slip rate (mm/yr)	1.10	1.30	1.20	110 ka	A	From deflected onshore fluvial channels (Moreno, 2011; Moreno et al., 2015) and GPS data (Echeverria et al., 2015).
Notes						

Figura B.4: Datos sobre la Falla de Carboneras (CF).

B.2. INFORMACIÓN DETALLADA SOBRE LAS FALLAS DEL MODELO 3D

Fault name	Fault ID	Segment ID*	Fault section name	Fault Section ID
Palomares Fault (PF)	3	7	Southern Palomares – Arteal Faults (S° Almagrera)	PF-1
		8	Northern Palomares (S° Almenara)	PF-2
		9	Northern Palomares – Hinojar Faults	PF-3

Southern Palomares – Arteal Faults (S° Almagrera) (PF-1)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		45				
Seismogenic depth (km)	0	8				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	60	90	75			García-Mayordomo (2005)
Rake (°)	-25	15	-5 (0)		C	Rakes from striae measured by Booth-Rea et al. (2004).
Slip rate (mm/yr)	0.01	0.08	0.04	5.3 - 3.3 Ma	B	Uplift rates from most prominent mountain ranges, measured comparing terrace deposits and fluvial paleochannels. See discussion in Booth-Rea et al. (2004) and García-Mayordomo (2005).
Notes In the southern branches of Palomares Fault, a long range of rake angles have been measured (Booth-Rea et al., 2004). Overall, this section is described as a sinistral – slightly normal fault that favors subsidence . We assigned the mean value, which is characteristic of a left-lateral strike-slip fault.						
Northern Palomares (S° Almenara) (PF-2)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		25				
Seismogenic depth (km)	0	8				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	60	90	75			García-Mayordomo (2005). The moment tensor of an earthquake (M_w 3.6) occurred on June 2019 (IGN, 2019) shows a nodal plane with 88° dip.
Rake (°)	0	35	15		C	Rake based on the kinematic described by Booth-Rea et al. (2004) and the nodal plane of the moment tensor generated by an earthquake (M_w 3.6) occurred on June 2019 (IGN, 2019). Rake value deviation is based on $\pm 20^\circ$ of uncertainty, set by criteria.
Slip rate (mm/yr)	0.01	0.08	0.04	5.3 - 3.3 Ma	C	Uplift rates from most prominent mountain ranges, measured comparing terrace deposits and fluvial paleochannels. See discussion in Booth-Rea et al. (2004) and García-Mayordomo (2005).
Notes We assigned the 15° rake (taken from moment tensor of an earthquake spatially correlated with this section) as a preferred value because is consistent with the observations of Booth-Rea et al. (2004) that describe the northern fault zone a system of oblique-reverse segments.						
Northern Palomares – Hinojar Faults (PF-3)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		15				
Seismogenic depth (km)	0	8				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	60	90	75			García-Mayordomo (2005)
Rake (°)	0	35	15		C	Rake is inferred from PF-1 section, based on the kinematic described by Booth-Rea et al. (2004). Rake value deviation is based on $\pm 20^\circ$ of uncertainty, set by criteria.
Slip rate (mm/yr)	0.04	0.16	0.1	5.3 - 3.3 Ma	C	Data based on the comparison with Northern Palomares (Almenara section) and Los Tollos Fault (mean value of LTF is taken as maximum slip rate).

Figura B.5: Datos sobre la Falla de Palomares (PF).

ANEXO B. SIMULACIONES DE SISMICIDAD SINTÉTICA EN LAS BÉTICAS ORIENTALES.

Fault name	Fault ID	Segment ID*	Fault section name	Fault Section ID
Carrascoy Fault (CAF)	5	11	SW Carrascoy – Algezares – Casas Nuevas Faults	CAF-1
		12	NE Carrascoy Fault	CAF-2

SW Carrascoy – Algezares – Casas Nuevas Faults (CAF-1)						
	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Mean / preferred</i>	<i>Age</i>	<i>Completeness / Accuracy</i>	<i>References</i>
Length (km)		23				
Seismogenic depth (km)	0	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	20	40	30*			Measure from Martin-Banda et al. (2015).
Rake (°)	75	90	90*		A	Measures range from Martin-Banda et al. (2015). Preferred value is pure reverse for the young branch (first 2 kilometers)
Slip rate (mm/yr)	0.29	0.45	0.37	209 ± 6 ka	A	Martin-Banda et al. (2015).
Notes						
*Dip of the younger fault strand of the Carrascoy Fault SW section (Algezares-Casas Nuevas reverse fault). It has been considered that fault is subvertical from 2 km deep (see cross-sections in Martin-Banda et al., 2015). Rake value is referred to the younger reverse fault. The subvertical part of the fault plane is considered that is inherited from a sinistral strike-slip fault (Martin-Banda et al. (2015). The rake has been adapted in the model to this kinematics along depth in accordance with the NE section (15°).						
NE Carrascoy Fault (CAF-2)						
	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Mean / preferred</i>	<i>Age</i>	<i>Completeness / Accuracy</i>	<i>References</i>
Length (km)		13				
Seismogenic depth (km)	0	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005).
Dip (°)	80	90	85			It is assumed as a subvertical fault. Silva (1994); Silva et al. (2003); Martín-Banda et al. (2015)
Rake (°)	5	25	15		A	García-Mayordomo (2005) estimates 20° based on dip- and strike-slip estimations from Sanz de Galdeano et al (1998) and Silva (1994). Recent data suggest a rake of 15° ± 10° (Martín-Banda, 2020), which is coherent with the previous data.
Slip rate (mm/yr)	0.50	1.20	0.85	30 - 40 ka	C	Minimum value is the net slip-rate obtained (0.54) taken dip- and strike-slip estimations from Sanz de Galdeano et al (1998) and Silva (1994). Maximum value is referred to Martín-Banda (2020), considering a shorter time period than 40 ka. The mean value (used in the simulations) is approximately the simplified value 0.7 + 3σ (99.6% reliability) estimated by Martín-Banda (2020) for the last 40 ka, therefore we consider that it is a reasonable value for our study. In addition, GPS data from Borque et al. (2019) show 0.6 ± 0.2 mm/yr of shortening (0.8 mm/yr for strike-slip component) in the area of Bajo-Segura basin, close to the NE section of CAF, what reinforces the assignment of the preferred value.
Notes						

Figura B.6: Datos sobre la Falla de Carrascoy (CAF).

B.2. INFORMACIÓN DETALLADA SOBRE LAS FALLAS DEL MODELO 3D

Fault name	Fault ID	Segment ID*	Fault section name	Fault Section ID
Bajo – Segura Fault (BSF)	6	13	Hurchillo	BSF-1
		14	Benejúzar	BSF-2
		15	Guardamar	BSF-3
		16	Bajo Segura Offshore	BSF-4

Hurchillo (BSF-1)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		10				
Seismogenic depth (km)	1	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005). BSF is described as a blind thrust fault (Alfaro et al., 2012)
Dip (°)	30	60	45			See models from Alfaro et al. (2012) and Taboada et al. (1993)
Rake (°)	70	110	90		B	Alfaro et al. (2012). Assumed pure reverse.
Slip rate (mm/yr)	0.29	0.51 (0.60)	0.4	2 - 3 Ma	B	Estimations from Alfaro et al. (2012) using stratigraphic and geomorphic markers. GPS data from Borque et al. (2019) show 0.6 ± 0.2 mm/yr of shortening for the entire Bajo-Segura Fault Zone.
Notes We assigned the mean slip rates suggested by Alfaro et al. (2012) because these are relating to each fault section. Maximum value of 0.6 mm/yr is referred to GPS data and represents the total deformation in the fault zone. At the east tip, slip rate is gradually decreased over a few patches until the value assigned to BSF-1 section in order to avoid abrupt changes.						
Benejúzar (BSF-2)						
	Minimum	Maximum	Mean	Age	Completeness / Accuracy	References
Length (km)		8				
Seismogenic depth (km)	1	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005). BSF is described as a blind thrust fault (Alfaro et al., 2012)
Dip (°)	30	60	45			See models from Alfaro et al. (2012) and Taboada et al. (1993)
Rake (°)	70	110	90		B	Alfaro et al. (2012). Assumed pure reverse.
Slip rate (mm/yr)	0.20	0.34	0.27	2 - 3 Ma	B	Estimations from Alfaro et al. (2012) using stratigraphic and geomorphic markers. GPS data from Borque et al. (2019) show 0.6 ± 0.2 mm/yr of shortening for the entire Bajo-Segura Fault Zone.
Notes We assigned the mean slip rates suggested by Alfaro et al. (2012) because these are relating to each fault section. Maximum value of 0.6 mm/yr is referred to GPS data and represents the total deformation in the fault zone. At the east tip, slip rate is gradually decreased over a few patches until the value assigned to BSF-2 section in order to avoid abrupt changes.						

Figura B.7: Datos sobre la Falla del Bajo Segura (BSF), secciones Hurchillo y Benejúzar (BSF 1-2).

ANEXO B. SIMULACIONES DE SISMICIDAD SINTÉTICA EN LAS BÉTICAS ORIENTALES.

Guardamar (BSF-3)						
	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Mean</i>	<i>Age</i>	<i>Completeness / Accuracy</i>	<i>References</i>
Length (km)		9				
Seismogenic depth (km)	1	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005). BSF is described as a blind thrust fault (Alfaro et al., 2012)
Dip (°)	30	60	45			See models from Alfaro et al. (2002, 2012) and Taboada et al. (1993)
Rake (°)	70	110	90		B	Alfaro et al. (2012). Assumed pure reverse.
Slip rate (mm/yr)	0.15	0.25	0.2	2 - 3 Ma	B	Estimations from Alfaro et al. (2012) using stratigraphic and geomorphic markers. GPS data from Borque et al. (2019) show 0.6 ± 0.2 mm/yr of shortening for the entire Bajo-Segura Fault Zone.
Notes						
We assigned the mean slip rates suggested by Alfaro et al. (2012) because these are relating to each fault section. Maximum value of 0.6 mm/yr is referred to GPS data and represents the total deformation in the fault zone. At the east tip, slip rate is gradually decreased over a few patches until the value assigned to BSF-3 section in order to avoid abrupt changes.						
Bajo Segura Offshore (BSF-4)						
	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Mean</i>	<i>Age</i>	<i>Completeness / Accuracy</i>	<i>References</i>
Length (km)		29				
Seismogenic depth (km)	1	12				Depth of fragile rupture (seismogenic depth). García-Mayordomo (2005). BSF is described as a blind thrust fault (Alfaro et al., 2012)
Dip (°)	30	70	50			See seismic profiles from Alfaro et al. (2002) and Perea et al. (2012)
Rake (°)	70	110	90		A	Alfaro et al. (2012) and Perea et al. (2012).
Slip rate (mm/yr)	0.15	0.25	0.2	2 - 3 Ma	C	Slip rates inferred from Guardamar segment BSF-2 (Alfaro et al., 2012).
Notes						

Figura B.8: Datos sobre la Falla del Bajo Segura (BSF), secciones Guardamar y Bajo Segura Offshore (BSF 3-4).

B.3 Parámetros de entrada de la simulación

Tabla B.1: Parámetros de entrada utilizados para ejecutar la simulación RSQSim que genera el cat-28. Los símbolos se corresponden con la Ecuación 5.1 (apartado 5.3.3.1).

Parameter Name	value	Symbol	unit
A_1	0.001	a	
fA	0.1		
B_1	0.01	b	
Dc_1	0.00001	D_C	m
mu0_1	0.6	μ_0	
ddotStar_1	9.999999999999995475e-07	V^*	m/s
ddotAB_1	9.999999999999995475e-07	V	m/s
alpha_1	0.25	α	
theta0_1	200000000	θ	s
tau0_1	60.0	τ	MPa
sigma0_1	100.0	σ	MPa
sigmaFracPin	0.1		
ddotEQ_1	1.0	V^{EQ}	m/s
stressOvershootFactor	0.1		
lameLambda	32000.0	λ	MPa
lameMu	30000.0	μ	MPa
slowSlip_1	0		
nEq	3.00E+20		
tStart	0		s
maxT	3.15E+12		s
faultFname	EBSZ_modif2.flr		
outFnameInfix	EBSZ_28		
writeTau	0		
writeSigma	0		
writeSlip	0		
writeSlipSpeed	0		
writeState	0		
writeTheta	0		
writePED	1		
writeTransitions	0		
minDtWrite	0.1		s
minMagWrite	4.0		
writeStiffness	0		
stressRateSpecification	1		
dMu3	0.01		
neighborFname	neighbors.12		
DEBUG	0		
initSigmaFname	EBSZ_modif_sigma0_1.props		

Anexo C

Análisis determinista de la peligrosidad sísmica en las Béticas Orientales

C.1 Clasificación geotécnica de las formaciones superficiales de las Béticas Orientales.

Ampliación de la Tabla 6.2 donde se muestra la clasificación de las formaciones geológicas superficiales de la región de estudio realizada en esta investigación. Se compara nuestra clasificación con las clasificaciones de Borchardt (1994) y las de BSSC (2015) y BSSC (2020), exponiéndose los criterios geotécnicos seguidos para definir los grupos de suelo/roca en función de la respuesta sísmica. Se muestran también los rangos de velocidades V_{S30} definidos en cada una de las clasificaciones para cada tipología geológico-geotécnica.

Tabla C.1: Clasificación geotécnica a escala regional de las formaciones superficiales de la zona de estudio en comparación con otras clasificaciones teóricas.

Borcherdt (1994)		NEHRP (BSSC, 2003, 2015)		NEHRP (BSSC, 2020)		ESTE ESTUDIO	
<i>Clase de suelo</i>	\bar{V}_s (m/s)	<i>Clase de suelo</i>	\bar{V}_s (m/s)	<i>Clase de suelo</i>	\bar{V}_s (m/s)	<i>Clase de suelo</i>	\bar{V}_s (m/s)
SC-Ia. ROCAS DURAS (e.g. rocas metamórficas con fracturas muy espaciadas).	> 1400	A. Roca dura	> 1500	A. Roca dura	> 1500	I.a. Rocas muy duras y poco o nada fracturadas	> 1500
SC-Ib. ROCAS FIRMES A DURAS (e.g. granitos, rocas ígneas, conglomerados, areniscas, y esquistos con fracturas de poco a muy espaciadas).	700 - 1400	B. Roca media-dura	760 – 1500	B. Roca media-dura	910 - 1500	I.b. Rocas duras con fracturación muy espaciada. Intercalación de rocas muy duras y duras.	750 – 1500
				BC. Roca blanda	640 - 910	II. Rocas de resistencia dura-media, muy fracturadas y/o con intercalaciones de capas de rocas blandas.	450 – 800
SC-II. ROCAS BLANDAS A FIRMES (e.g. rocas sedimentarias y/o ígneas blandas, areniscas, esquistos, y suelos con > 20% grava).	375 - 700	C. Suelo muy denso y roca blanda N>50 Su ¹ >100kPa.	360 – 760	C. Arena muy densa o arcilla dura	440 - 640		
				CD. Arena densa o arcilla muy dura	300 - 440		
SC-III. ARCILLAS RÍGIDAS Y SUELOS ARENOSOS (e.g. arenas de sueltas a muy densas, margas limosas y arcillas arenosas. Arcillas de rigidez media-dura y arcillas limosas (N>5 golpes/ft)).	200 - 375	D. Suelo duro 15<N<50 50<Su<100 kPa	180 – 360	D. Arena medio densa o arcilla dura	210 - 300	III.b. Rocas blandas con arcillas expansivas, E > 30 m. Suelos no cohesivos poco cementados, E > 10 m	250 – 350
SC-IVa. SUELOS ARCILLOSOS SIN ESTUDIO ESPECIFICO (e.g. rellenos sueltos saturados y arcillas de blandas a muy blandas (N<5 golpes/ft) y arcillas limosas <37m de espesor).	100 - 200			DE. Arena suelta o arcilla medio-dura.	150 - 210	IV. Suelos no cohesivos nada compactos, inestables	180 – 250

1 Su, resistencia al corte sin drenaje.

Tabla C.1: Continuación.

<p>SC-IVa. SUELOS ARCILLOSOS SIN ESTUDIO ESPECIFICO (e.g. rellenos sueltos saturados y arcillas de blandas a muy blandas ($N < 5$ golpes/ft) y arcillas limosas < 37m de espesor).</p>				<p>DE. Arena suelta o arcilla medio-dura.</p>	<p>150 - 210</p>	<p>IV. Suelos no cohesivos nada compactos, inestables</p>	<p>180 – 250</p>
	<p>100 - 200</p>	<p>E. Suelos $N < 15$, $S_u < 50$ kPa. Suelos blandos $H^2 > 3$m con $PI > 20$, $w^3 > 40\%$ y $S_u < 25$ kPa</p>	<p>$< 180^*$ (150 - 180)</p>	<p>E. Suelos $N < 15$, $S_u < 50$ kPa. Suelos blandos $H^4 > 3$m con $PI > 30$, $w^5 > 40\%$ y $S_u < 25$ kPa</p>	<p>$< 180^*$ (150 - 180)</p>	<p>E. Arena muy suelta o arcilla blanda</p>	<p>150 – 200</p>
<p>SC-IVb SUELOS ESPECIALES CON ESTUDIO ESPECIFICO (e.g. suelos licuefactables, arcillas inestables, turbas, arcillas muy orgánicas, alta plasticidad ($PI^6 > 75\%$) y suelos blandos de mas de 37 m de espesor).</p>		<p>F. 1. Suelos colapsables bajo cargas sísmicas: suelos licuefactables, arcillas inestables, suelos debilmente cementados. 2. Turbas y/o suelos arcillosos con alto contenido orgánico ($H > 3$m). 3. Arcillas con alta plasticidad ($H > 8$m con $PI > 75$). 4. Arcillas blandas-medias de gran espesor ($H > 36$ m con $S_u < 50$kPa).</p>	<p>$< 150^*$ (100 - 150)</p>	<p>F. 1. Suelos colapsables bajo cargas sísmicas: suelos licuefactables, arcillas inestables, suelos debilmente cementados. 2. Turbas y/o suelos arcillosos con alto contenido orgánico ($H > 3$m). 3. Arcillas con alta plasticidad ($H > 8$m con $PI > 75$). 4. Arcillas blandas-medias de gran espesor ($H > 36$ m con $S_u < 50$kPa).</p>	<p>$< 150^*$ (100 - 150)</p>	<p>F. Suelos especiales que requieren análisis específico (ver descripción de BSSC, 2015)</p>	<p>< 150</p>

2 H: espesor.

3 w: porcentaje de humedad.

4 H: espesor.

5 w: porcentaje de humedad.

6 PI: índice de plasticidad.

* Los suelos especiales definidos por la NEHRP (BSSC, 2003, 2015, 2020) requieren un análisis específico. Los rangos de V_s definidos para la zona de estudio se especifican entre paréntesis.

C.2 Escenarios de PGA (g) en condiciones de roca

$$(V_S = 750 \text{ m/s})$$

Figuras C.1 y C.2

Escenarios más desfavorables de PGA (g) en roca ($V_S = 750 \text{ m/s}$)

En este Anexo se exponen los escenarios más desfavorables de PGA (g) calculados mediante la formulación de Akkar et al. (2014) para una velocidad de ondas V_{S30} homogénea de 750 m/s, correspondiente a un medio rocoso. Las magnitudes que definen los escenarios son los terremotos máximos obtenidos en las simulaciones de sismicidad sintética descritas en el Capítulo 5.

Figura C.3

Escenarios de PGA (g) en roca ($V_S = 750 \text{ m/s}$)

PR de magnitudes = 475 años

En este Anexo se exponen los escenarios de PGA (g) para una probabilidad de excedencia de una magnitud específica de un 10 % en 50 años (periodo de retorno de 475 años), calculados mediante la formulación de Akkar et al. (2014) para una velocidad de ondas V_{S30} homogénea de 750 m/s, correspondiente a un medio rocoso. Los terremotos representativos que definen los escenarios tienen magnitudes M_W 6.1-6.2 y sus parámetros geométricos se han obtenido de las simulaciones de sismicidad sintética descritas en el Capítulo 5.

Figura C.4

Escenarios de PGA (g) en roca ($V_S = 750 \text{ m/s}$)

PR de magnitudes = 975 años

En este Anexo se exponen los escenarios de PGA (g) para una probabilidad de excedencia de una magnitud específica de un 5 % en 50 años (periodo de retorno de 975 años), calculados mediante la formulación de Akkar et al. (2014) para una velocidad de ondas V_{S30} homogénea de 750 m/s, correspondiente a un medio rocoso. Los terremotos representativos que definen los escenarios tienen magnitudes M_W 6.5-6.6 y sus parámetros geométricos se han obtenido de las simulaciones de sismicidad sintética descritas en el Capítulo 5.

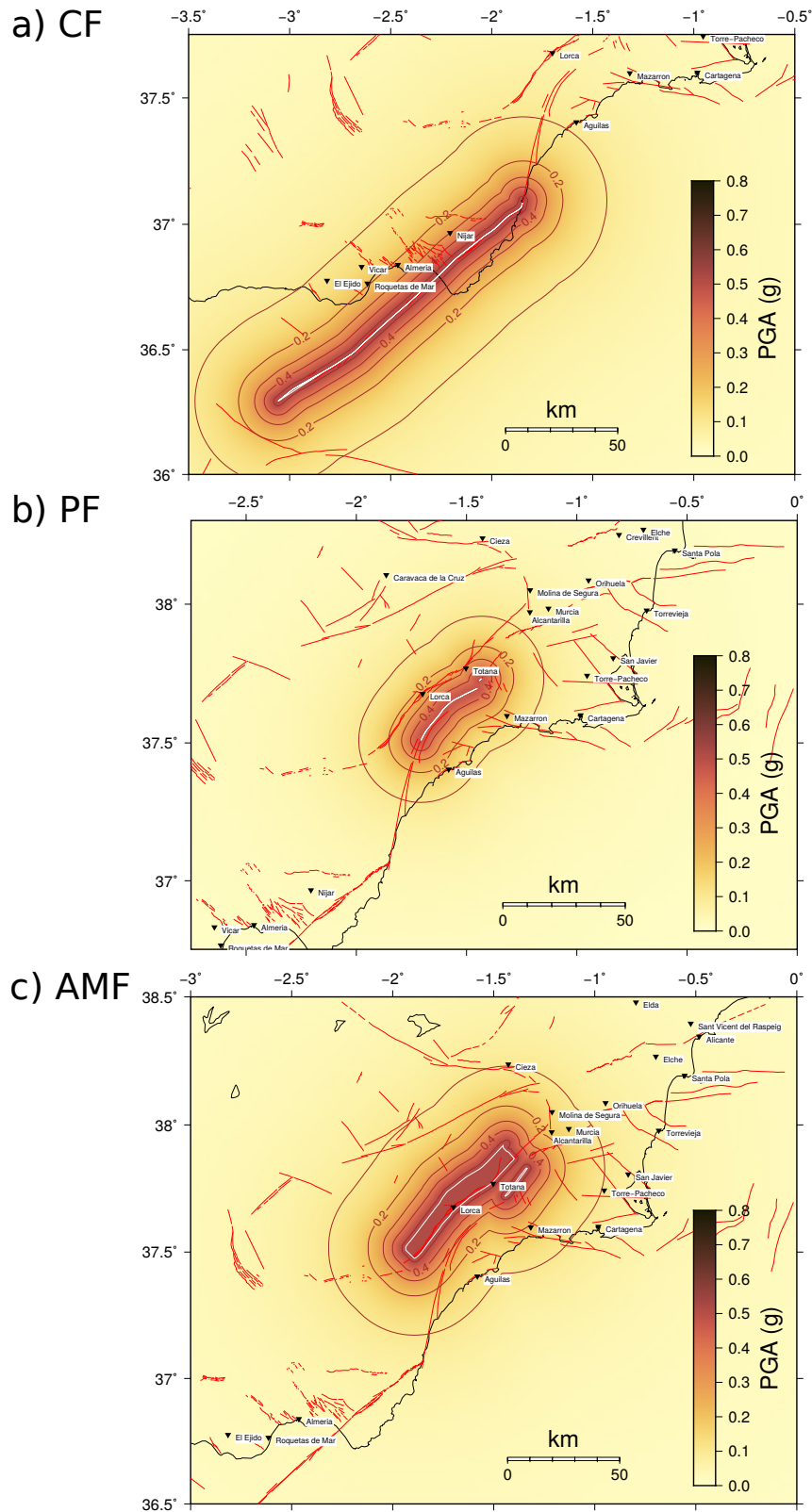


Figura C.1: Escenarios más desfavorables de PGA (g) calculados mediante Akkar et al. (2014) para medio rocoso. a) CF: Falla de Carboneras. b) PF: Falla de Palomares. c) AMF: Falla de Alhama de Murcia.

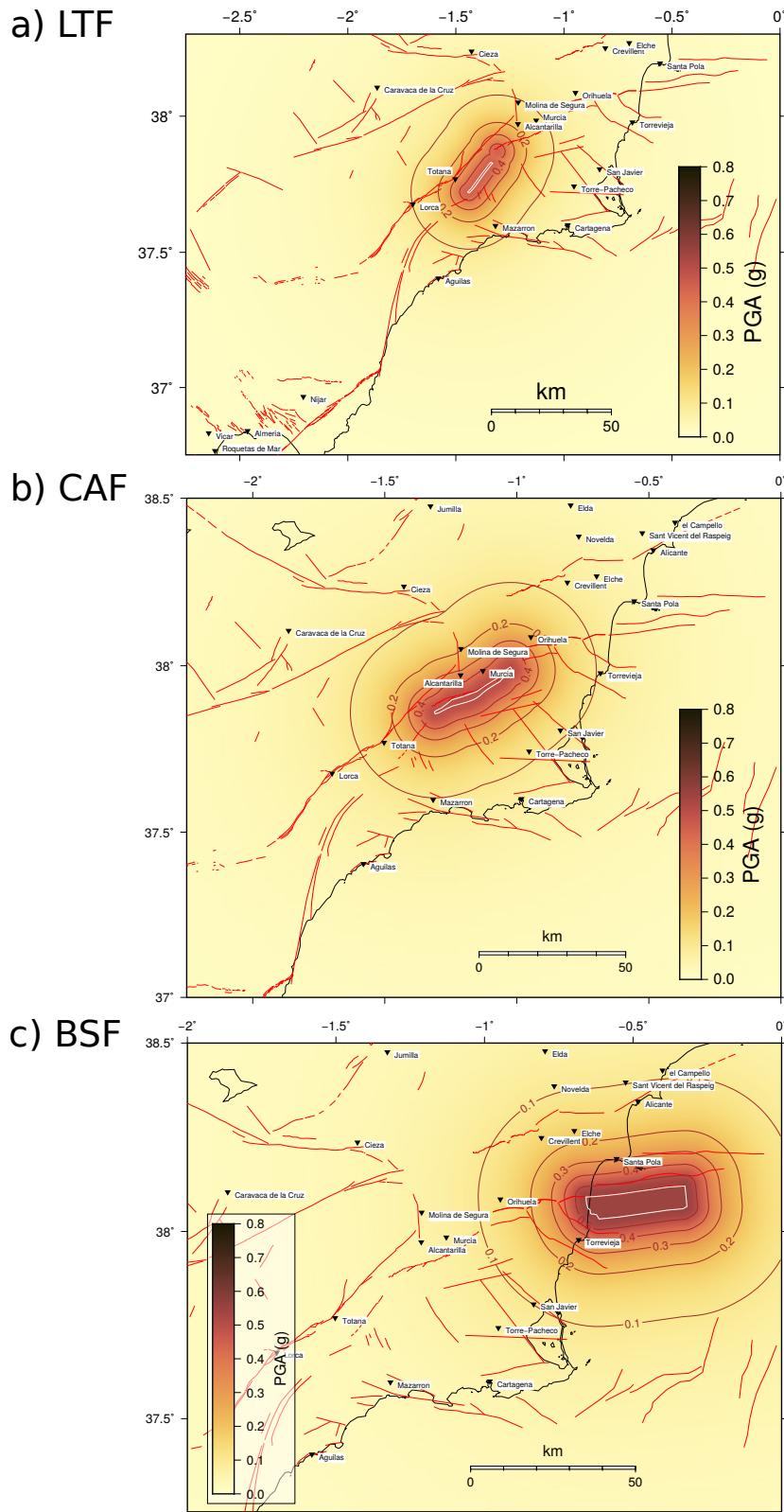


Figura C.2: Escenarios más desfavorables de PGA (g) calculados mediante Akkar et al. (2014) para medio rocoso. a) LTF: Falla de Los Tollos. b) CAF: Falla de Carrascoy. c) BSF: Falla de Bajo Segura.

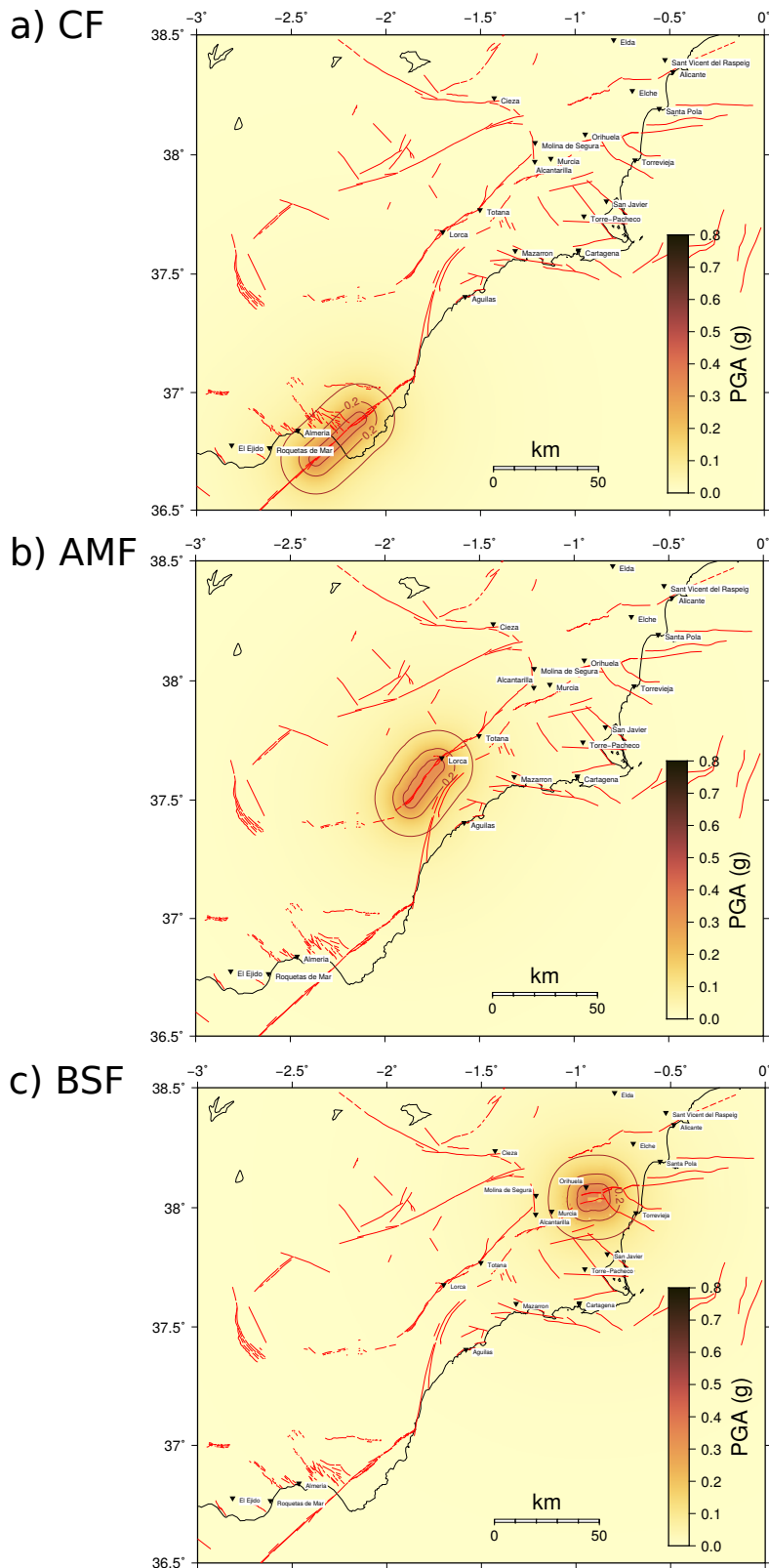


Figura C.3: Escenarios de PGA (g) para una probabilidad de excedencia de una magnitud específica de un 10 % en 50 años (periodo de retorno de 475 años), calculados mediante Akkar et al. (2014) para medio rocoso.

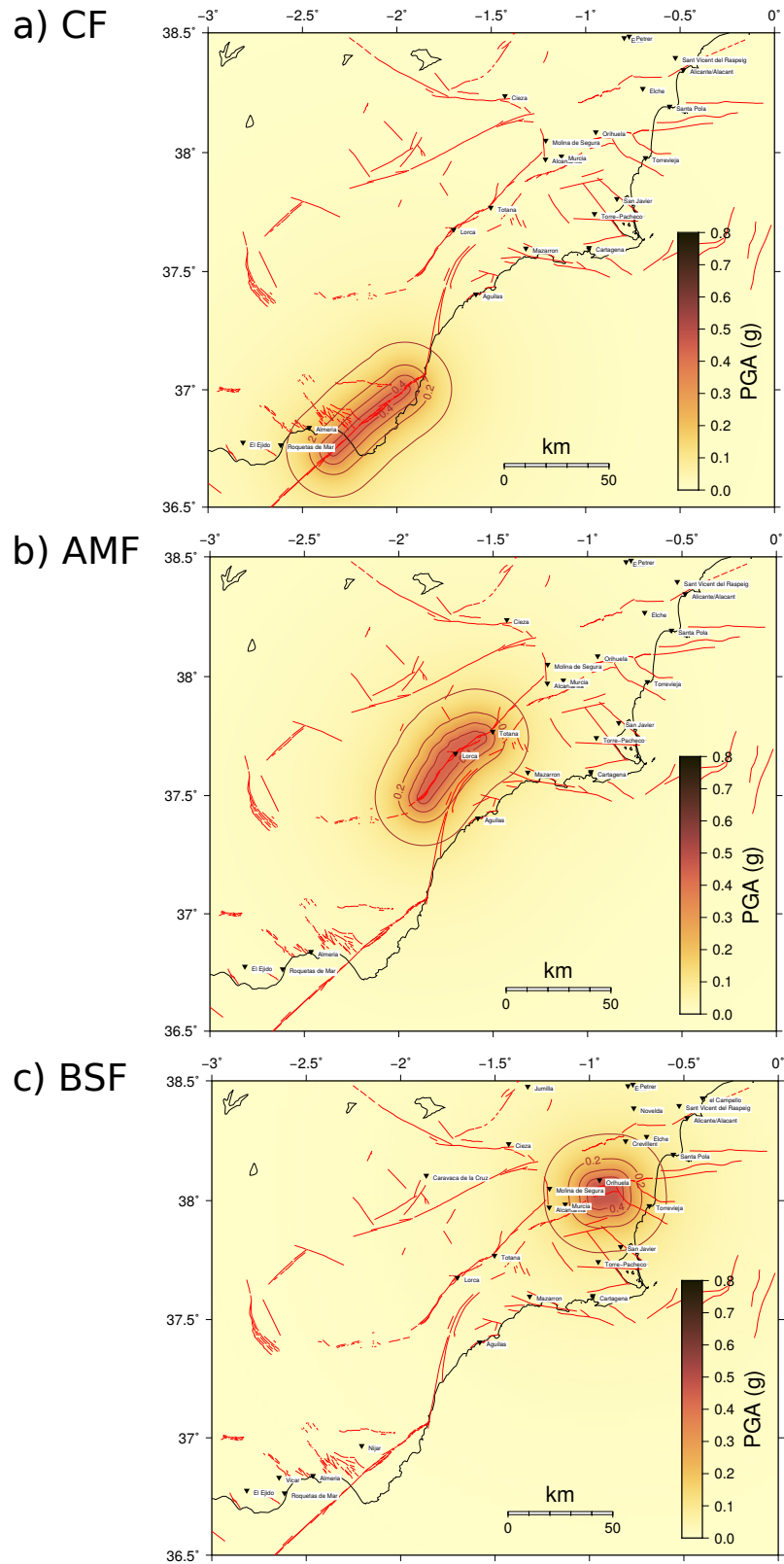


Figura C.4: Escenarios de PGA (g) para una probabilidad de excedencia de una magnitud específica de un 5 % en 50 años (periodo de retorno de 975 años), calculados mediante Akkar et al.(2014) para un medio rocoso.



U N I V E R S I D A D
COMPLUTENSE
M A D R I D

**Departamento de Geodinámica,
Estratigrafía y Paleontología**