



Universidad Politécnica de Madrid

Escuela Técnica Superior en Ingeniería Topográfica, Geodesia y Cartografía

**CONTRIBUCIÓN METODOLÓGICA PARA INCORPORAR FALLAS ACTIVAS EN LA
MODELIZACIÓN DE LA FUENTE DIRIGIDA A ESTIMACIONES DE PELIGROSIDAD
SÍSMICA. APLICACIÓN AL SUR DE ESPAÑA.**

Tesis Doctoral

Alicia Rivas Medina

Ingeniera en Geodesia y Cartografía

2014

Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía
Escuela Técnica Superior en Ingeniería Topográfica, Geodesia y Cartografía

**CONTRIBUCIÓN METODOLÓGICA PARA INCORPORAR FALLAS ACTIVAS EN LA
MODELIZACIÓN DE LA FUENTE DIRIGIDA A ESTIMACIONES DE PELIGROSIDAD
SÍSMICA. APLICACIÓN AL SUR DE ESPAÑA.**

Alicia Rivas Medina
Ingeniera en Geodesia y Cartografía

Directores:
María Belén Benito Oterino
Dra. en Ciencias Físicas

Jorge Miguel Gaspar Escribano
Dr. en Ciencias Geológicas

2014

Tribunal nombrado por el Mgfco. Y Excmo. Sr. Rector de la Universidad
Politécnica de Madrid, el día..... de..... de 2014

Presidente D.

Vocal D.

Vocal D.

Vocal D.

Secretario D.

Realizado el acto de defensa y lectura de la tesis el día..... de..... de 2014

Calificación:

EL PRESIDENTE

LOS VOCALES

EL SECRETARIO

RESUMEN

En el presente trabajo se desarrolla una metodología para caracterizar fallas activas como fuentes sísmicas independientes en combinación con zonas sismogénicas tipo área de cara a la estimación probabilista poissoniana de la peligrosidad sísmica. Esta metodología está basada en el reparto de la tasa de momento sísmico registrada en una región entre las fuentes potencialmente activas subyacentes (fallas activas modelizadas de forma independiente y una zonificación sismogénica), haciendo especial hincapié en regiones de sismicidad moderada y fallas de lento movimiento.

Se desarrolla una aplicación de la metodología en el sureste de España, incorporando al cálculo 106 fuentes sísmicas independientes: 95 de tipo falla (catalogadas como fallas activas en la base de datos QAFI) y 11 zonas sismogénicas de tipo área.

Del mismo modo, se estima la peligrosidad sísmica con el método clásico zonificado y se comparan los resultados, analizando la influencia de la inclusión de las fallas de forma independiente en la estimación de la peligrosidad.

Por último, se desarrolla una aplicación de la metodología propuesta en la estimación de la peligrosidad sísmica considerando un modelo temporal no poissoniano. La aplicación se centra en la falla de Carboneras, mostrando la repercusión que puede tener este cambio de modelo temporal en la estimación final de la peligrosidad.

ABSTRACT

A new methodology of seismic source characterization to be included in poissonian, probabilistic seismic hazard assessments, is developed in this work. Active faults are considered as independent seismogenic sources in combination with seismogenic area sources. This methodology is based in the distribution of the seismic moment rate recorded in a region between the potentially active underlying seismic sources that it contains (active faults modeled independently and an area-source seismic model), with special emphasis on regions with moderate seismicity and faults with slow deformation rates.

An application of the methodology is carried out in the southeastern part of Spain, incorporating 106 independent seismic sources in the computations: 95 of fault type (catalogued as active faults in the Quaternary Active Fault Database, QAFI) and 11 of area-source type.

At the same time, the seismic hazard is estimated following the classical area-source method. The results obtained using both methodologies (the classical one and the one proposed in this work⁹) are compared, analyzing the influence of the inclusion of faults as independent sources in hazard estimates.

Finally, an application of the proposed methodology considering a non-poissonian time model is shown. This application is carried out in the Carboneras fault and shows the repercussion that this change of time model has in the final hazard estimates.

AGRADECIMIENTOS

A la Catedrática Belén Benito, directora de esta tesis, por haberme recordado mi vocación hace años y darme la oportunidad de dedicarme a lo que más me gusta. Gracias por tu apoyo y guía constante. Tenemos mucho camino que recorrer juntas.

Al Profesor Jorge Gaspar, director de esta tesis, por estar siempre ahí, por ayudarme tanto y hacer que las montañas de lo desconocido se transformen en lomas.

Al Grupo de investigación en Ingeniería Sísmica, por haberme ayudado en la fase inicial de este trabajo y compartir conmigo el camino, no siempre fácil, de la investigación.

Al profesor Mario Ordaz, por abrirme las puertas del Instituto de Ingeniería de la UNAM, por haberme dedicado tantas tardes y por todo lo que he podido aprender de él.

A la Universidad Politécnica de Madrid, por haberme permitido desarrollar esta tesis durante 4 años y facilitarme mi estancia en la Universidad Nacional Autónoma de México.

A los expertos externos Eduardo Camacho y Julio García, por haber dedicado tiempo de su navidad en evaluar este trabajo.

A todos los profesores de mi Escuela y trabajadores de la Universidad que me han orientado estos años, en especial al profesor Antonio Vázquez, por haberme ayudado tan eficientemente en los últimos trámites.

A mi familia, por apoyarme durante todo este tiempo y confiar en mí.

“Dadme un punto de apoyo y moveré el mundo...”

Arquímedes de Siracusa

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 MOTIVACIÓN.....	3
1.2 PELIGROSIDAD SÍSMICA	6
1.3 ALCANCE	12
1.4 OBJETIVO	13

PARTE 1. METODOLOGÍA

CAPÍTULO 2 ESTADO DEL ARTE	17
2.1 MODELIZACIONES DE LA FUENTE SÍSMICA	15
2.2 LAS FALLAS ACTIVAS COMO FUENTES SÍSMICAS INDEPENDIENTES	23
2.3 MODELOS HÍBRIDOS DE FALLAS Y ZONAS	29
CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA HÍBRIDA PROPUESTA	33
3.1 INTRODUCCIÓN	35
3.2 PLANTEAMIENTO.....	37
3.3 VALOR DE LA PENDIENTE DE LOS MODELOS DE RECURRENCIA.....	46
3.4 ERROR ASOCIADO A LA TASA DE MOMENTO SÍSMICO.....	48
3.5 APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA EN LA ESTIMACIÓN PROBABILISTA DE LA PELIGROSIDAD	50

PARTE 2. APLICACIÓN AL SUR DE ESPAÑA

CAPÍTULO 4 PLANTEAMIENTO, CONTEXTO Y DATOS DE ENTRADA	59
4.1 INTRODUCCIÓN	61
4.2 ZONA DE APLICACIÓN.....	63
4.3 DATOS DE ENTRADA.....	66
CAPÍTULO 5 DEFINICIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA	95
5.1 MÉTODOLOGÍA HÍBRIDA PROPUESTA (MHP)	97
5.2 MÉTODOLOGÍA CLÁSICA ZONIFICADA (MCZ).	118
CAPÍTULO 6 ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD Y ANÁLISIS DE RESULTADOS	125
6.1 ASIGNACIÓN DE MODELOS DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO FUERTE.....	127
6.2 ESPECIFICACIONES DEL CÁLCULO	135
6.3 INCERTIDUMBRES ASOCIADAS A LOS RESULTADOS.....	137
6.4 PROGRAMA DE CÁLCULO.....	139
6.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	141
CAPÍTULO 7 ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD MEDIANTE MODELOS CON DEPENDENCIA TEMPORAL	173
7.1 CONCEPTO DE DEPENDENCIA TEMPORAL.....	175
7.2 BROWNIAN PASSAGE TIME (BPT)	177
7.3 APLICACIÓN A LA FALLA DE CARBONERAS	180

SUMARIO Y CONCLUSIONES.....	189
SUMMARY AND CONCLUSIONS.....	195
REFERENCIAS	201
ÍNDICE DE FIGURAS	209
ÍNDICE DE TABLAS.....	215

ANEXOS

ANEXO 1. CÁLCULO DE TASAS ACUMULADAS DE SISMOS A PARTIR DE LOS PARÁMETROS DE LA FALLA.	220
ANEXO 2. FÓRMULAS EMPLEADAS EN LA REGRESIÓN RMA	222
ANEXO 3. CÁLCULO DE LA TASA DE MOMENTO SÍSMICO DE LA ZONA 37, CON Y SIN INCERTIDUMBRES ASOCIADAS A LA MAGNITUD.	225
ANEXO 4. REPARTO DE LAS TASAS DE SISMICIDAD Y TASA DE MOMENTO SÍSMICO DE LAS ZONAS.	227
ANEXO 5. DESCRIPCIÓN DEL GMPE SELECCIONADO.....	231

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

Un terremoto es un fenómeno natural que se produce por una ruptura súbita y violenta de las rocas que componen la Litosfera, liberando una gran cantidad de energía. Dicha energía se propaga en forma de ondas sísmicas en todas las direcciones por el interior de la Tierra, de modo que cuando éstas alcanzan la superficie se produce una sacudida sísmica.

Dependiendo de las características del terremoto (magnitud, profundidad, tipo de ruptura, etc.), de la distancia a la que se encuentre el foco sísmico y de las condiciones geotécnicas y topográficas del terreno, el movimiento sísmico del suelo en un cierto emplazamiento se producirá con diferente severidad, alcanzando en muchos casos valores lo suficientemente altos como para dañar, o incluso producir colapso en las edificaciones e infraestructuras que hay en superficie. De hecho, en la última década, el 60 por ciento de las víctimas mortales por desastres naturales fueron producidas por sismos, cifrando las víctimas mortales registradas por encima de las 780.000 (CRED 2010). En la Tabla 1.1 se muestran los 10 terremotos con mayor número de víctimas mortales que han ocurrido en los últimos 120 años, siendo el terremoto de Haití de 2010 el catalogado como el segundo terremoto más destructor del que se tiene constancia, por debajo del sismo de Shaanxi, China de 1556, al que se le atribuyen más de 830.000 víctimas mortales (no incluido en la Tabla 1.1).

Tabla 1.1. Terremotos con mayor número de víctimas mortales desde comienzos del siglo XX.

Fecha	Localización	Víctimas mortales	Magnitud
12/01/2010	Haití	316.000	7.0
27/07/1976	Tangshan, China	242.769	7.5
26/12/2004	Sumatra	227.898	9.1
16/12/1920	Haiyuan, Ningxia, China	200.000	7.8
01/09/1923	Kanto , Japón	142.800	7.9
05/10/1948	Turkmenistán	110.000	7.3
12/05/2008	Sichuan, China	87.587	7.9
08/10/2005	Pakistán	86.000	7.6
28/12/1908	Messina, Italia	72.000	7.2
31/05/1970	Chimbote, Perú	70.000	7.9

El terremoto es un fenómeno natural que no se puede evitar, que por lo general no avisa, y que en muchas ocasiones tiene lugar en sitios donde no se tenía constancia de que hubieran ocurrido sismos en el pasado. Ante la imposibilidad de realizar predicciones sísmicas con baja

incertidumbre (al estilo de los pronósticos meteorológicos, por ejemplo), se hace crucial la adopción de medidas preventivas y mitigadoras del riesgo sísmico, como son la elaboración de planes de emergencia ante el riesgo sísmico por parte de protección civil y el diseño sismorresistente de edificios y estructuras, basado en todos los casos en una adecuada caracterización del movimiento sísmico esperado en sus emplazamientos.

La pregunta que cabe plantearse entonces es: ¿cuál es el movimiento sísmico que cabe esperar en un lugar determinado para llevar a cabo esas medidas de mitigación del riesgo? La respuesta no es simple, pues dependiendo de la magnitud del terremoto y de otros factores, como por ejemplo la cantidad de energía perdida en el trayecto desde la fuente al emplazamiento, o la amplificación local del movimiento sísmico a causa de las características geológicas del subsuelo, este movimiento puede variar de modo importante, tanto en amplitud como en composición espectral. Si además se considera el factor temporal (¿con qué frecuencia se va a producir el siguiente terremoto o con qué nivel de probabilidad se puede alcanzar o rebasar un determinado nivel de movimiento en un periodo de exposición dado?) la respuesta se complica. Los estudios de peligrosidad sísmica y de caracterización del movimiento fuerte se plantean para dar respuesta a estas cuestiones, usando una amplia variedad de enfoques e hipótesis para contemplar los múltiples factores que determinan el movimiento sísmico esperado en un emplazamiento.

En este sentido, la definición de la acción sísmica es un paso clave y para ello se han desarrollado diferentes metodologías y modelos. Así, existen modelos empíricos y teóricos que explican cómo se genera un terremoto, cómo se propaga la energía liberada y cómo se modifica el movimiento sísmico que se registra en un emplazamiento dadas las características geotécnicas y topográficas del mismo. La mayor o menor bondad de estos modelos se debe contrastar siempre con datos de movimiento fuerte, o dicho de otra manera, datos de movimiento registrados que resulten significativos desde el punto de vista de la prevención sísmica, porque puedan constituir un peligro potencial sobre las estructuras que puedan verse afectadas.

TERREMOTO VERSUS MOVIMIENTO

Como ya se ha indicado, las medidas de mitigación del riesgo parten de la cuantificación del nivel de movimiento que cabe esperar en el emplazamiento o región expuestos a ese riesgo. Este nivel de movimiento no depende únicamente de las características del sismo, sino también de la propagación de las ondas en su trayecto desde la fuente al emplazamiento y de las características geotectónicas del terreno (Figura 1.1). De todos los factores intervinientes, la modelización de la propagación de ondas y del efecto de sitio han sido ampliamente investigados, dando como resultado diferentes modelos que cuantifican esos efectos en las estimaciones probabilistas del movimiento esperado. Sin embargo, la modelización de la fuente sísmica ha presentado mayor dificultad al carecer, hasta ahora, de la información necesaria sobre las características de la ruptura y el ciclo sísmico en las fallas, que son esencialmente las fuentes generadoras del terremoto. Por ello el efecto fuente, en las estimaciones probabilistas del movimiento, ha venido abordándose comúnmente mediante modelos de zonas sismogénicas, donde se considera que la sismicidad está distribuida

aleatoriamente en áreas amplias del terreno, obviándose las características particulares de las fallas incluidas, como su tasa de deslizamiento, tipo de mecanismos, intervalo de recurrencia, etc.

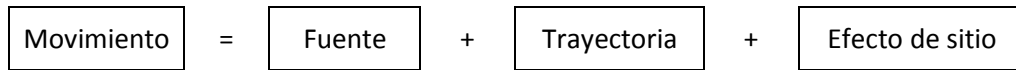


Figura 1.1. Factores que intervienen en el movimiento.

Sin embargo, el conocimiento cada vez mayor de los movimientos que generan los sismos en las proximidades de las fallas ha hecho evidente que las características mecánicas y físicas de la fuente sísmica tienen un papel muy importante en los niveles de movimiento del suelo a cortas distancia de la misma. Aspectos tales como el mecanismo de la ruptura, su proximidad, la posición relativa fuente-emplazamiento (efecto de bloque levantado o hundido), así como el efecto de directividad de la ruptura, han resultado relevantes en el movimiento registrado, especialmente en campo próximo, a la luz de las observaciones disponibles. Esto se ha observado, por ejemplo, en algunos sismos recientes como los ocurridos en L'Aquila (Italia) en 2009, Christchurch (Nueva Zelanda) en 2011 y Lorca (España) en 2011, entre otros. Los tres ejemplos citados son terremotos de magnitud moderada en los que se han registrado niveles de movimiento elevados en las proximidades de la fuente, donde además se localizaban poblaciones que han sufrido grandes daños. Este hecho reclama la atención sobre el efecto fuente, particularmente cuando existen poblaciones próximas a fallas activas que puedan verse gravemente afectadas y por dicho efecto.

1.2 PELIGROSIDAD SÍSMICA

El primer paso para combatir los efectos adversos de los terremotos en un emplazamiento es la caracterización sísmica del mismo (o de la acción sísmica) es decir, la descripción del movimiento sísmico que cabe esperar en ese emplazamiento durante un tiempo dado con una probabilidad definida. La caracterización completa de la acción sísmica debería dar cuenta de la duración, amplitud y contenido frecuencial del movimiento sísmico que podría producirse en el emplazamiento en cuestión.

Existe otro condicionante a la hora de definir la acción sísmica, que está relacionado con la probabilidad de que se alcance, o más comúnmente, de que se supere un cierto nivel de movimiento sísmico en un intervalo de tiempo definido. Así, por lo general, cuanto más intensa sea la acción sísmica de referencia (mayor amplitud, mayor duración etc.), tanto menor será la probabilidad de superación asociada y tanto mayores serán los costes destinados a neutralizarla. Esto confiere un carácter probabilista a la caracterización del movimiento sísmico con fines de diseño sismorresistente, ya que las estructuras de mayor importancia deben ser reguladas para resistir movimientos mayores y menos probables.

En este contexto, se define la **peligrosidad sísmica** en un emplazamiento como la probabilidad de superación de un cierto nivel de movimiento durante un periodo de exposición determinado como consecuencia de las fuentes sísmicas situadas en la zona de influencia alrededor del emplazamiento. Para su estimación, es necesario definir dichas fuentes, caracterizar su potencial sísmico de acuerdo con la información sismológica y geológica, seleccionar los modelos de predicción de movimiento apropiados para la zona de estudio y, en su caso, aplicar el factor de amplificación necesario para incluir el efecto local.

Existen dos métodos principales para la estimación de la peligrosidad sísmica: el probabilista y el determinista. El **método determinista** es el más sencillo, pues solamente considera un terremoto específico como el causante del mayor movimiento posible en el emplazamiento y por tanto, conlleva el abandono de la componente probabilista de la ocurrencia de terremotos con sus respectivas pautas de recurrencia. Habitualmente, en el caso determinista, se selecciona el terremoto que potencialmente generaría el movimiento fuerte de mayor severidad en el emplazamiento, siguiendo un criterio conservador. Este terremoto suele ser el de mayor magnitud, situado a la menor distancia fuente-emplazamiento y que ocurre con baja frecuencia. El método determinista no establece ningún nivel de probabilidad en relación a la excedencia del movimiento fuerte en el emplazamiento en un periodo de exposición dado.

Por su parte, el **método probabilista** de cálculo de la peligrosidad sísmica, en lugar de considerar un evento único, toma en cuenta todas las fuentes sísmicas incluidas en la zona de influencia del emplazamiento, con sus características sísmicas (distribución geográfica, temporal y de tamaño de los terremotos de cada zona) y estima la probabilidad anual de excedencia del movimiento a causa de todas esas fuentes.

La concepción probabilista de la peligrosidad sísmica considera la probabilidad de que se iguale o supere un determinado nivel de movimiento del terreno, como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia durante un período de tiempo especificado. Matemáticamente, la peligrosidad H queda definida por la expresión:

$$H = P [y \geq Y; \text{ en } t \text{ años, en el emplazamiento } E] \quad [1.1]$$

Donde Y es el nivel de movimiento cuya probabilidad de excedencia se evalúa en el emplazamiento E , y t es el periodo de exposición o intervalo de tiempo durante el cual se calcula la probabilidad de que se produzca, al menos, una excedencia del movimiento del terreno Y .

Lo más común en estimaciones de peligrosidad es considerar que la sismicidad de cada zona o fuente alrededor del emplazamiento sigue un proceso de Poisson. Entonces se puede suponer que el movimiento fuerte del suelo en dicho emplazamiento también se rige por un proceso poissoniano. En este caso, la probabilidad de que haya al menos una excedencia del parámetro de movimiento en un tiempo de exposición t , está relacionada con la tasa anual de excedencia λ o con el periodo de retorno T (la inversa de la probabilidad anual de excedencia del movimiento), mediante la expresión:

$$P(\text{al menos 1 excedencia en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\lambda t} = 1 - e^{-t/T} \quad [1.2]$$

Las normativas sismorresistentes adoptan generalmente un tiempo de exposición t de 50 años, eligiendo la probabilidad de excedencia P del movimiento que se asume para regulaciones de diseño en función de la importancia de la estructura. En el Eurocódigo 8 (EC-8) y en la Normativa de construcción sismorresistente Española (NCSE-02), por ejemplo, se considera (en base a criterios de experiencia ingenieril) una probabilidad de excedencia del 10% en un periodo de exposición de 50 años, para la acción sísmica de diseño. Esto equivale a considerar un periodo de retorno de 475 años para la acción sísmica que regula las estructuras de importancia normal, como viviendas convencionales, bajo el requerimiento de no colapso. Para estructuras de importancia especial, como hospitales, escuelas y ayuntamientos, entre otros, se recurre a un periodo de retorno de 975 años, lo que supone probabilidad de excedencia del 5 % en 50 años.

Los valores de los parámetros de diseño aumentan a medida que aumenta el periodo de retorno, lo que supone un diseño más conservador. La normativa de puentes española NCSP-07, por ejemplo, fija el periodo de retorno de 2475 años, lo que supone asumir una probabilidad de excedencia del 2 % en 50 años, menor que en el caso de las normas de edificación. Del mismo modo, en el ámbito de la seguridad nuclear, los periodos de retorno que se suelen fijar para estructuras críticas son de 9975 y 99975 años, lo que implica aceptar probabilidades de excedencia del movimiento para el que se diseña muy bajas.

La metodología actualmente más generalizada para la estimación de la peligrosidad sísmica es la conocida como PSHA (*Probabilistic Seismic Hazard Assessment*), que fue originalmente propuesta en la guía metodológica del análisis probabilista de la peligrosidad sísmica (NRC-DOE-EPRI 1997). Con ella se pretende conseguir que el estudio de peligrosidad y los resultados obtenidos representen de la manera más general y completa posible el punto de vista de la comunidad científica involucrada en la materia. Para ello se hace hincapié en la importancia de identificar la naturaleza de la incertidumbre de los diversos factores que intervienen en el cálculo y cuantificarla apropiadamente.

Los primeros métodos probabilistas, desarrollados en la década de los setenta y principios de los ochenta (Esteve 1968, Cornell 1968), no contenían un análisis concienzudo de la incertidumbre involucrada en los cálculos de la peligrosidad. Así, los resultados del análisis probabilista se presentaban a través de curvas de peligrosidad, sin incluir ningún tipo de medida de error o de incertidumbre. Más adelante, y ante la notoria variabilidad de los parámetros, modelos y opciones de entrada, se establecieron procedimientos para la selección consensuada de éstos a través de consultas a comités de expertos.

La metodología PSHA (1997) constituye una mejora de los métodos convencionales del cálculo probabilista de la peligrosidad sísmica, porque incorpora nuevos elementos cuya relevancia se ha venido evidenciando durante las últimas décadas, como son el análisis cuantitativo de incertidumbres, el concepto de árbol lógico y la desagregación de la peligrosidad.

La estimación de la peligrosidad sísmica parte de la definición de tres elementos principales:

1. Caracterización de la fuente sísmica. Supone la identificación de las fuentes potencialmente activas que afectan al emplazamiento de estudio. Estas fuentes son estudiadas y caracterizadas por medio de modelos matemáticos que se ajustan a las características de una determinada fuente, representando su patrón de sismicidad. Estos modelos establecen la frecuencia de ocurrencia de los sismos en la zona en función de su tamaño, quedando así definido el potencial sísmico de la fuente o modelo de recurrencia.
2. Caracterización de la atenuación del movimiento, donde se identifica el comportamiento de las ondas sísmicas desde la fuente al emplazamiento de estudio por medio de modelos empíricos o teóricos.
3. Caracterización del efecto de sitio, donde se identifican los efectos debido a las características litológicas, topográficas y de la estructura del subsuelo bajo el emplazamiento de cálculo y que pueden variar drásticamente las características del movimiento del terreno en la base rocosa.

Una vez definidos estos tres elementos, la peligrosidad sísmica en un emplazamiento se calculará mediante la suma de las contribuciones a la excedencia de un cierto nivel de movimiento fuerte (movimiento de referencia), en ese emplazamiento, debidas a la actividad de todas las fuentes sísmicas contenidas en la zona de influencia, con sus niveles de probabilidad asociados, así como a la transmisión de ondas y al efecto del sitio. Para ello, primero debe modelizarse cada fuente sísmica de forma independiente, definiendo su geometría y su patrón de recurrencia de terremotos. Seguidamente, se debe considerar el

efecto de la atenuación del movimiento a través del medio de propagación entre la fuente y el emplazamiento, y por último, determinar el efecto de las condiciones locales (en el entorno más próximo de cada emplazamiento) sobre el movimiento sísmico.

La ecuación [1.3] proporciona la peligrosidad en un emplazamiento por una única fuente, dada como la probabilidad anual de excedencia de un nivel del movimiento Y del parámetro y .

$$P_{anual}(y > Y) = \lambda_{anual}(y > Y) = \tau \iiint P(y > Y|m, r, \varepsilon) \cdot p(m) \cdot p(r) \cdot p(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \quad [1.3]$$

Donde:

y representa el parámetro de movimiento con el que expresamos la peligrosidad (habitualmente aceleración pico PGA, o aceleración espectral SA (T)) e Y es el valor fijado de movimiento cuya excedencia se evalúa.

τ es la tasa anual de ocurrencia de sismos y se considera constante dentro de una misma fuente.

$p(m)$ se refiere a la función de densidad de probabilidad de la magnitud dentro de cada fuente. Describe la probabilidad de que ocurra un terremoto de una determinada magnitud en la fuente sísmica y representa directamente el denominado *efecto de la fuente*.

$p(r)$ se refiere a la función de densidad de probabilidad de la distancia. Describe la probabilidad de que si se produce un terremoto en la fuente, su foco se encuentre a una distancia r del emplazamiento de cálculo. Esta función representa la posible localización de un sismo dentro de la fuente sísmica y se relaciona con el *efecto de la atenuación del movimiento* a lo largo del trayecto entre la fuente y el emplazamiento.

$p(\varepsilon)$ está relacionada con la función de densidad de probabilidad asociada a la incertidumbre del movimiento que puede registrarse en el emplazamiento debido a un sismo determinado. Así, dadas una magnitud m y una distancia r , cabe esperar distintos niveles de movimiento dada la aleatoriedad del mismo, considerando esta variabilidad mediante una distribución lognormal de y en base a observaciones empíricas. El parámetro ε indica precisamente el número de desviaciones estándar σ sobre el valor medio μ (para m y r definidos) que se consideran para estimar y .

$P(y > Y|m, r, \varepsilon)$ es un término de probabilidad que refleja si se produce o no excedencia del nivel de movimiento prefijado al calcular el movimiento esperado para unas variables m , r y ε determinadas. Es por tanto un término que toma dos valores: 1 cuando sí se produce excedencia y 0 en caso contrario.

$$P(y > Y | m, r, \varepsilon \text{ fijos}) = 1 \quad \text{ó} \quad P(y > Y | m, r, \varepsilon \text{ fijos}) = 0 \quad [1.4]$$

La integral triple se extiende al rango de variación de las tres variables (m , r y ε) y se resuelve numéricamente, dado que en la mayor parte de los casos no existe solución analítica. Sumando la contribución de todas las zonas se obtiene la tasa anual de excedencia del movimiento o peligrosidad sísmica expresada en términos anuales (p. ej., Kramer 1996). Bajo

la hipótesis de que la excedencia del movimiento es un proceso poissoniano, entonces esta probabilidad anual se traduce en una probabilidad en t años mediante la expresión:

$$P(y > Y \text{ en } t \text{ años}) = 1 - \exp(-t \cdot \lambda_{\text{anual}}) \quad [1.5]$$

Como resultado del estudio de peligrosidad en un emplazamiento se obtienen las denominadas **curvas de peligrosidad**, que expresan la probabilidad anual de excedencia de varios niveles del parámetro de movimiento en cuestión. Como el movimiento sísmico se puede representar mediante diversos parámetros, como la aceleración máxima del terreno (PGA) o las aceleraciones espectrales de periodo T ($SA(T)$), se pueden determinar para un mismo emplazamiento tantas curvas de peligrosidad como parámetros de movimiento se hayan estimado en los cálculos. Es frecuente representar estas curvas en función del periodo de retorno, que se define como la inversa de la probabilidad anual de excedencia.

Otro resultado de un estudio de peligrosidad, que se puede obtener cuando se calcula la probabilidad de excedencia de varios parámetros de movimiento (típicamente aceleraciones espectrales de diferentes periodos y PGA), es el denominado **espectro de peligrosidad uniforme**, o espectro UHS (del inglés *Uniform Hazard Spectrum*). El espectro UHS se construye punto a punto para un periodo de retorno prefijado, con valores de aceleración espectral (se considera que la PGA es la aceleración espectral de periodo igual a cero) para distintos periodos o frecuencias estructurales, todos ellos estimados para la misma probabilidad de excedencia. Cada punto del espectro UHS procede del valor de aceleración espectral correspondiente al periodo de retorno prefijado extraído directamente de las curvas de peligrosidad para las diferentes aceleraciones espectrales.

El espectro UHS es el elemento base para el **diseño sismorresistente**, que expresa la sollicitación sísmica que cabe esperar en un emplazamiento para un nivel de probabilidad determinado y dentro de unas frecuencias espectrales de interés ingenieril. La idea es que si se conoce el movimiento sísmico que afectará a la estructura, se podrá considerar éste como carga sísmica en los cálculos dinámicos, de tal modo que el espectro de diseño final no sea superado por la acción sísmica.

Las curvas de peligrosidad, como resultado de la evaluación probabilista de la peligrosidad, representan la probabilidad de excedencia de un nivel del movimiento del suelo a causa de la ocurrencia de terremotos en cualquiera de las fuentes sísmicas modelizadas cercanas al sitio. Por lo tanto, las curvas de peligrosidad integran la acción de todas las fuentes que puedan presentar excedencia de un determinado movimiento en el emplazamiento en cuestión. Sin embargo, estas curvas no dan información específica sobre las características del sismo (tamaño y localización) que con mayor probabilidad causará la excedencia del movimiento de referencia en el emplazamiento. Se pierde con ello la idea de identificar escenarios de peligrosidad, lo que supone conocer los movimientos generados por sismos específicos.

En este sentido, la desagregación de la peligrosidad tiene como objetivo identificar que terremoto, denominado **sismo de control**, está contribuyendo más a la excedencia del movimiento en cuestión. Para ello, se realiza una descomposición de la peligrosidad total en contribuciones parciales, identificando que combinación *magnitud-distancia-epsilon* está

contribuyendo más a la excedencia del movimiento total. Con ello se logra identificar escenarios sísmicos asociados a las probabilidades de los movimientos que generan.

Es preciso tener en cuenta que los sismos de control se definen para un determinado nivel de movimiento objeto, es decir, para un valor de movimiento de una determinada frecuencia espectral y una determinada probabilidad de excedencia. Por lo tanto, si se desea hacer un análisis riguroso de las fuentes que controlan la peligrosidad sísmica de un emplazamiento, deben identificarse todos los sismos de control que contribuyen mayoritariamente a la excedencia de los movimientos objeto dados por las ordenadas espectrales más importantes para la estructura a diseñar, que suelen ser las correspondientes a un periodo estructural similar al propio de la estructura. Por norma general, para periodos espectrales largos, los sismos de control tienden a alejarse del emplazamiento y, por lo tanto, a aumentar su magnitud, mientras que para PGA los sismos suelen estar a distancias más próximas. Del mismo modo, puesto que los niveles de movimiento aumentan con el periodo de retorno, los sismos de control que se obtienen para periodos de retorno grandes suelen tener mayor magnitud que para periodos de retorno pequeños. En este sentido, el valor de ϵ que acompaña a la magnitud-distancia, juega un papel muy relevante.

Como resumen de todo lo anterior, en la Figura 1.2 se muestra un esquema simplificado de las fases de un cálculo de peligrosidad sísmica y los resultados que se obtienen.

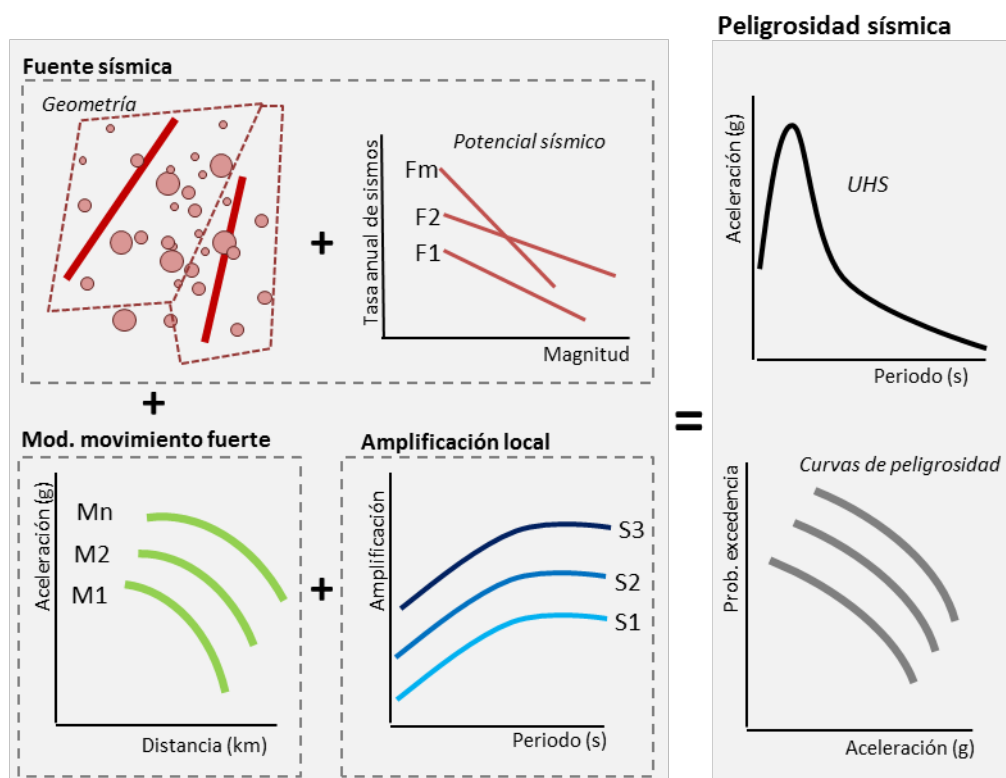


Figura 1.2. Esquema del método probabilista de estimación de la peligrosidad

1.3 ALCANCE

Dentro de la cadena metodológica completa de estimación de peligrosidad sísmica abordada en el apartado anterior, esta tesis doctoral se centrará especialmente en la definición y caracterización de la fuente sísmica como parte del cálculo probabilista de la peligrosidad.

De forma más concreta, se presenta una propuesta metodológica para incorporar las fallas activas como fuentes sísmicas independientes en el cálculo de peligrosidad, en combinación con zonas sismogénicas más extensas, sin duplicar por ello el potencial sísmico asociado al conjunto de fuentes.

También se incluye una aplicación de la metodología híbrida propuesta (MHP) en el sureste de España, donde se hace un cálculo de peligrosidad en un amplio territorio. La aplicación en esta región permitirá ver el efecto de la inclusión de fallas como unidades independientes con la metodología propuesta en las estimaciones de peligrosidad en un contexto de sismicidad moderada con predominio de fallas lentas. Se incluirán todas las fallas activas de la región, publicadas en la base de datos QAFI (García-Mayordomo et al. 2012a), de las que se dispone de información suficiente como para poder ser modelizadas de forma independiente (en total 95 fallas de diferente potencial sísmico en combinación con una zonificación sísmica integrada por zonas sismogénicas tipo área).

Esta aplicación se desarrollará también con la metodología clásica zonificada (MCZ), que será abordada de la forma más completa posible, incluyendo procesos que permitan tener un control importante de las incertidumbres asociadas a los parámetros de cálculo. Esto permitirá hacer una comparativa entre los resultados de peligrosidad obtenidos con las dos metodologías (con y sin fallas) y hacer un análisis de sensibilidad de los resultados al incorporar las fallas como unidades independientes.

Finalmente, esta tesis pretende dar un paso más en el estado del conocimiento, por lo que se desarrollará un cálculo de la peligrosidad incluyendo modelos de recurrencia con dependencia temporal en combinación con el modelo de recurrencia dependiente solo de la magnitud (tipo Gutenberg-Richter, GR) utilizado con la MHP. Esta estimación de peligrosidad se desarrollará en una falla concreta de la zona de aplicación.

1.4 OBJETIVO

El desarrollo de esta tesis tiene como objetivo fundamental mejorar las metodologías actuales de estimación de la peligrosidad sísmica que incorporan las fallas activas como fuentes sismogénéticas independientes. Más específicamente, se busca optimizar el modelo de combinación entre fallas y zonas a la hora de definir el potencial sísmico de ambas, desarrollando una propuesta metodológica que cubra algunos déficits que se encuentran en las metodologías que pueden considerarse híbridas (zonas + fallas) actualmente disponibles en la literatura.

Con el fin de ilustrar los aspectos esenciales de la nueva metodología híbrida que se propone se plantean los siguientes objetivos específicos adicionales, referentes a su aplicación:

- Realizar un cálculo de la peligrosidad sísmica en el sur de España aplicando la metodología propuesta. Para ello se considerarán 95 fallas que han sido definidas como fallas activas en la base de datos QAFI (García-Mayordomo et al. 2012a) así como zonas sismogénéticas que cubran todo el territorio de estudio.
- Realizar un cálculo de la peligrosidad sísmica en la misma zona con el método clásico zonificado, que se implementará incorporando un análisis de incertidumbre en la magnitud de los sismos del catálogo. Se analizará además la propagación de errores en los procesos de cálculo y se efectuará una simulación estocástica de Montecarlo, para estimar la magnitud máxima y los parámetros de sismicidad de las zonas.
- Realizar un estudio comparativo de los resultados de peligrosidad con los dos métodos, poniendo de manifiesto la influencia de la modelización de las fallas de forma independiente en la estimación de la peligrosidad, especialmente en las zonas próximas a las mismas, donde se prevé obtener las mayores discrepancias en el movimiento resultante.
- Implementar la nueva metodología con un modelo dependiente del tiempo en alguna falla concreta del sur de España.

Parte 1. Metodología

Capítulo 2

ESTADO DEL ARTE

2.1 MODELIZACIONES DE LA FUENTE SÍSMICA

2.1.1 INTRODUCCIÓN

Como se ha visto en el capítulo anterior, una de las fases más determinantes en la estimación de la peligrosidad sísmica es la modelización de la fuente. En esta fase del cálculo se define un modelo de sismicidad que refleje, de la forma más completa posible, el comportamiento y la geometría de las fuentes sísmicas que puedan contribuir al movimiento en el emplazamiento que se quiera estudiar.

Aunque desde hace décadas se sabe que los terremotos se generan principalmente en fallas tectónicas activas, la tradicional carencia de datos fiables relativos al comportamiento de dichas fallas ha provocado el desarrollo de diferentes métodos de cálculo en los que se prescinde del uso de las mismas como fuentes sísmicas independientes. Como alternativa, los modelos de fuente sísmica empleados habitualmente en estudios de peligrosidad se basan en: 1) zonas sismogénicas tipo área cuyo potencial sísmico se considera uniforme, (Cornell 1968 y Esteva 1968); 2) representaciones de la fuente sísmica por medio de una malla de celdas regulares (Frankel 1995) y 3) representación de la fuente por medio de una superficie de densidad de probabilidad de ocurrencia de eventos de distintas magnitudes (Woo 1996). De estos tres métodos generales, el basado en zonas sismogénicas en las que la sismicidad sigue un modelo poissoniano (lo que implica la independencia temporal y espacial entre terremotos de una misma fuente) es conocido como método zonificado y ha sido el que se ha usado con más frecuencia en estudios de peligrosidad sísmica, considerándose uno de los métodos clásicos de representar las fuentes sísmicas.

En todos estos modelos, se toma como dato de partida para definir el potencial de la fuente el catálogo sísmico. Este catálogo, es una recopilación exhaustiva de la sismicidad ocurrida en la zona desde tiempos históricos hasta la época instrumental más reciente, proporcionando información sobre la localización, tamaño y frecuencia de los sismos ocurridos, que supone una información imprescindible para conocer el comportamiento de las fuentes sísmicas en el pasado y para establecer su patrón de sismicidad. La hipótesis básica para definir la peligrosidad sísmica de una zona se fundamenta en el análisis de la sismicidad pasada en el área de influencia y su extrapolación al futuro. En ese sentido, disponer de un catálogo sísmico completo en un periodo extenso, resulta de vital importancia para establecer modelos matemáticos que representen el potencial sísmico en el tiempo.

2.1.2 Modelos de recurrencia de la sismicidad en la fuente

Los modelos matemáticos que definen el potencial sísmico, relacionando la frecuencia y el tamaño de sismos que se producen en una determinada fuente en un tiempo dado, se denominan **modelos o leyes de recurrencia**. Los parámetros más usados para definir el potencial sísmico son la tasa de sismos de una cierta magnitud [$\dot{n}(m)$ o tasa acumulada de sismos de una magnitud igual o superior a una dada $\dot{N}(m)$, que en algunas publicaciones se denota como $\lambda(m)$] y la proporción de sismos grandes frente a los pequeños [b o β].

Dependiendo de la relación que se establezca entre estos parámetros, la literatura ofrece diferentes modelos. Cabe destacar el publicado por Gutenberg y Richter (1944) (GR) y usado con un doble truncamiento en magnitud (M_{min} y M_{max}) propuesto por Cosentino et al. (1977), por ser el modelo más extendido para caracterizar la fuente. Este modelo establece una relación lineal entre el número de sismos de diferentes magnitudes, siendo la tasa el número de sismos de magnitud igual o superior a una mínima establecida ($\dot{N}_{min}$), producidos en un cierto tiempo y en una zona determinada.

Otros modelos a destacar, que tienen un planteamiento similar al modelo GR pero con algunas variantes, son los publicados en Main y Burton (1981), Chinnery y North (1975), o el usado en Bath (1978) y Anderson (1979).

2.1.2.1 MODELO DE GUTENBERG-RICHTER

La ley Gutenberg-Richter establece una proporción constante entre el número de sismos grandes y pequeños para una determinada zona y en un determinado intervalo de tiempo, asumiendo que el número acumulativo de sismos que superan cada grado de magnitud varía linealmente con el parámetro de tamaño, generalmente identificado con la magnitud. La expresión matemática de ley de Gutenberg-Richter es:

$$\dot{N}(m) = 10^{a-b \cdot m} \quad [2.1]$$

donde m es la magnitud, $\dot{N}(m)$ representa la tasa acumulada de sismos de magnitud mayor o igual a una magnitud dada m y las constantes del modelo, a y b , son números reales positivos.

La distribución de sismos en función de la magnitud viene definida por la función de distribución o función de densidad de probabilidad en magnitudes, que representa la probabilidad de ocurrencia de un sismo dependiendo de su magnitud. Esta función de densidad de probabilidad viene dada por la siguiente expresión:

$$f(m) = -\frac{1}{\dot{N}_{min}} \frac{d\dot{N}(m)}{dm} \quad [2.2]$$

En la práctica este modelo de recurrencia suele aplicarse con un doble truncamiento en magnitud, propuesto por Cosentino et al. (1977), limitándolo a un rango entre una magnitud mínima y una magnitud máxima (M_{min} , M_{max}). Al aplicar el doble truncamiento, la integral de la función de densidad de probabilidad asociada no es la unidad, vulnerando así uno de los requisitos básicos de una función de densidad.

Demostración:

La expresión [2.1] puede escribirse también del siguiente modo:

$$\dot{N}(m) = 10^{a-b \cdot m} = \dot{N}_{min} \cdot e^{-\beta(m-M_{min})} \quad [2.3]$$

Si calculamos la tasa simple $\dot{n}(m)$ en función de la tasa acumulada $\dot{N}(m)$:

$$\dot{n}(m) = -\frac{d\dot{N}(m)}{dm} = \dot{N}_{min} \cdot \beta e^{-\beta(m-M_{min})}$$

$$f(m) = -\frac{1}{\dot{N}_{min}} \frac{d\dot{N}(m)}{dm} = \beta e^{-\beta(m-M_{min})}$$

Al integrar la función de densidad entre los límites de truncamiento de la recta GR (M_{min} , M_{max}), resulta:

$$\begin{aligned} \int_{M_{min}}^{M_{max}} f(m) dm &= \int_{M_{min}}^{M_{max}} \beta e^{-\beta(m-M_{min})} = -(e^{-\beta(M_{max}-M_{min})} - e^{-\beta(M_{min}-M_{min})}) = \\ &= -(e^{-\beta(M_{max}-M_{min})} - 1) = (1 - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}) = C \neq 1 \end{aligned}$$

Eso significa que $f(m)$ no es una función de densidad de probabilidad propiamente dicha. Para poder obtener esa función de densidad de forma apropiada se puede operar de dos modos distintos:

- Sumando a la función de densidad una constante K_1 multiplicada por una función “delta de Dirac” en el punto M_{max} , que obligue a que su integral entre los límites M_{min} y M_{max} sea 1. En este caso, obtendríamos la **Recta de Gutenberg-Richter Truncada**.

$$f(m) = \frac{1}{\dot{N}_{min}} \dot{n}(m) + K_1 \cdot \delta(m - M_{max}) \quad [2.4]$$

Al resolver la integral de la función anterior se obtiene una constante C que no es la unidad. Por lo tanto, si se desea que la integral sea uno, la constante K_1 que se requiere es precisamente $(1-C)$.

$$\int_{M_{min}}^{M_{max}} f(m) dm = (1 - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}) = C \quad [2.5]$$

$$K_1 = (1 - C) = e^{-\beta(M_{max}-M_{min})} \quad [2.6]$$

De este modo, la función de densidad quedaría así:

$$f(m) = \beta e^{-\beta(m-M_{min})} + e^{-\beta(M_{max}-M_{min})} \cdot \delta(m - M_{max}) \quad [2.7]$$

Al integrar esta nueva expresión entre los límites de magnitud M_{min} y M_{max} , el resultado es ya la unidad.

Demostración:

$$\int_{M_{min}}^{M_{max}} f(m) dm = \int_{M_{min}}^{M_{max}} \beta e^{-\beta(m-M_{min})} + e^{-\beta(M_{max}-M_{min})} \cdot \delta(m - M_{max}) dm =$$

$$\begin{aligned}
 &= \beta \int_{Mmin}^{Mmax} e^{-\beta(m-Mmin)} dm + e^{-\beta(Mmax-Mmin)} \int_{Mmin}^{Mmax} \delta(m-Mmax) dm = \\
 &= -(e^{-\beta(Mmax-Mmin)} - e^{-\beta(Mmin-Mmin)}) + e^{-\beta(Mmax-Mmin)} \\
 &= (1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)}) + e^{-\beta(Mmax-Mmin)} = 1
 \end{aligned}$$

A partir de la función de densidad de probabilidad es posible desarrollar la función de distribución de probabilidad:

$$F(m) = \int_{Mmin}^m f(m) dm \quad [2.8]$$

$$F(m) = \begin{cases} 1 - e^{-\beta(m-Mmin)} & \text{si } m < Mmax \\ (1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)}) + e^{-\beta(Mmax-Mmin)} = 1 & \text{si } m = Mmax \end{cases} \quad [2.9]$$

La Recta de Gutenberg-Richter Truncada, se caracteriza por considerar un aumento de la densidad de probabilidad de sismos de magnitud máxima con respecto al modelo de Gutenberg-Richter original.

- Otra forma de operar es multiplicando la función de densidad por una constante K_2 que obligue a que su integral sea 1. En este caso se obtiene la **Recta de Gutenberg-Richter modificada**.

$$f(m) = \frac{1}{Nmin} K_2 \dot{n}(m) \quad [2.10]$$

Si operamos del mismo modo que en el caso anterior, a partir de la constante de integración C, podemos deducir el valor de la contante K_2 .

$$K_2 = \frac{1}{C} = \frac{1}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \quad [2.11]$$

Quedando la función de densidad del siguiente modo:

$$f(m) = \frac{\beta}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \cdot e^{-\beta(m-Mmin)} \quad [2.12]$$

Al integrar la nueva densidad de probabilidad entre los límites de magnitud, resulta ya la unidad.

Demostración:

$$\begin{aligned}
 \int_{Mmin}^{Mmax} f(m) dm &= \int_{Mmin}^{Mmax} \frac{\beta}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \cdot e^{-\beta(m-Mmin)} dm \\
 &= \frac{\beta}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \int_{Mmin}^{Mmax} e^{-\beta(m-Mmin)} dm = \frac{\beta}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \cdot \frac{1}{-\beta} (e^{-\beta(Mmax-Mmin)} - 1) \\
 &= \frac{\beta}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \cdot \frac{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})}{\beta} = 1
 \end{aligned}$$

La función de distribución de probabilidad quedaría en este caso:

$$F(m) = \int_{Mmin}^m f(m) dm = \frac{(1 - e^{-\beta(m-Mmin)})}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \quad [2.13]$$

La recta de GR-modificada, a diferencia de la GR - truncada, se caracteriza por asignar una menor tasa acumulada de sismos a las magnitudes altas con respecto al modelo de Gutenberg-Richter original.

Si representamos las dos rectas de la distribución de sismos en función de la magnitud, truncada y modificada, observamos una clara diferencia, especialmente en las magnitudes altas (Figura 2.1), donde la función de GR truncada mantiene la forma recta de GR, mientras que la modificada presenta una disminución de la tasa acumulada de sismos al aproximarse a M_{max} .

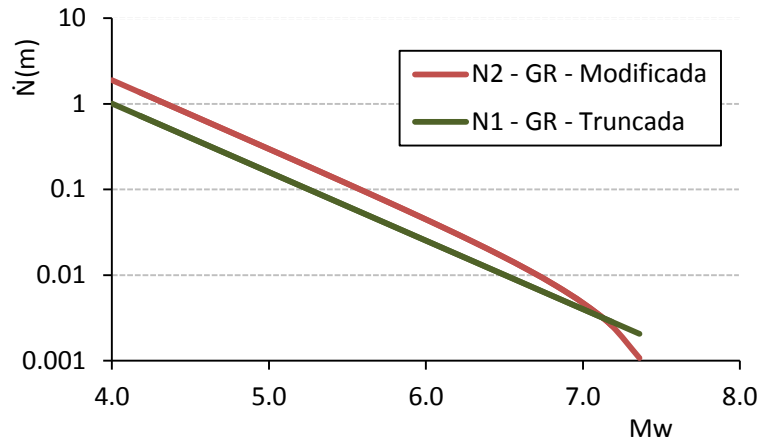


Figura 2.1. Recta de GR modificada y truncada. Tasa acumulada de sismos en función de la magnitud.

2.1.2.2 OTROS modelos de recurrencia

El modelo propuesto por Main y Burton (1981), considera una relación del siguiente modo:

$$\dot{n}(m) = (10^{a-bm} - 10^{a-bM_{max}})H(M_{max} - m) \quad [2.14]$$

Donde $\dot{n}(m)$ es la tasa de sismos de una cierta magnitud, m es la magnitud, a y b son las constantes del modelo y $H()$ es la función escalón (o de Heaviside), que se comporta del siguiente modo:

$$H(m) = \int_{-\infty}^m g(x)dx = \begin{cases} 0 & m < 0 \\ 1 & m \geq 0 \end{cases} \quad [2.15]$$

A diferencia de la recta de GR, la tasa de sismos obtenida directamente de la ecuación [2.14] está expresada en términos de tasa simple de sismos de una cierta magnitud $\dot{n}(m)$, en lugar de considerar la tasa acumulada. Una de las diferencias más importantes que aporta este modelo es que el valor de la tasa de sismos de magnitud M_{max} es igual a 0.

Otro modelo que cabe destacar es el usado por Bath (1978) y Anderson (1979), utilizando también una función escalón de Heaviside y en términos de tasa simple.

$$\dot{n}(m) = (10^{a-bm})H(M_{max} - m) \quad [2.16]$$

Otra variante, similar a la anterior, es la publicada por Chinnery y North (1975), expresada en términos de tasa acumulada, pero también con una función escalón de Heaviside.

$$\dot{N}(m) = (10^{a-bm})H(M_{max} - m) \quad [2.17]$$

Todos los modelos citados ofrecen una parametrización de la tasa de sismos de una fuente en función de la magnitud, llevando cada uno asociada una función de distribución y densidad de probabilidad diferente, por lo que la distribución de sismos en función de la magnitud, truncada por una M_{max} y M_{min} , es también diferente de uno a otro modelo.

2.1.3 Modelizaciones de la fuente en función de la geometría

Atendiendo a la geometría de la fuente y al tipo de parametrización, se pueden distinguir en la literatura tres modelizaciones distintas, además de otras variantes.

2.1.3.1 MODELIZACIÓN TIPO ÁREAS O ZONAS SISMOGENÉTICAS

Esta forma de modelizar la fuente sísmica, como ya se comentó en la introducción de este capítulo, ha sido el procedimiento más habitual utilizado en los cálculos de peligrosidad sísmica. Consiste en dividir toda la región que potencialmente pueda afectar al emplazamiento (zona de influencia), en polígonos que delimitan áreas que se supone tienen un potencial sísmico homogéneo, es decir, se considera que cada polígono o área es una fuente sísmica independiente con una sismicidad uniforme. Esto implica que todos los puntos del interior de una misma fuente llevarán asociado un mismo modelo de recurrencia, asignando una tasa de ocurrencia de sismos y una proporción de sismos grandes y pequeños constante en toda el área o zona sísmica. Estos parámetros se obtienen ajustando el modelo de recurrencia elegido a la sismicidad registrada en su interior.

Los criterios seguidos a la hora de delimitar las zonas son criterios sísmicos y geológicos. La distribución geográfica, temporal y de tamaño de los terremotos de la zona estudiada es el dato básico para analizar el comportamiento sísmico de una zona en el pasado. Estos datos se extraen fundamentalmente del catálogo sísmico, que contiene tanto datos obtenidos a partir de medidas instrumentales como datos de sismos históricos, deducidos a partir de indicios de la ocurrencia de terremotos en crónicas históricas, yacimientos arqueológicos, efectos en el entorno natural (caída de cuevas, desvío en el cauce de los ríos...), etc. En general, la información histórica se extrae por medio del estudio de evidencias en el elemento construido o en el medio natural que tenga la suficiente edad y características necesarias como para haber preservado el efecto de un terremoto.

La geología también establece criterios importantes para la delimitación y caracterización de zonas sísmicas. Entendiendo que un terremoto deforma una parte de la Tierra y por tanto tiene una relación directa con la formación de estructuras geológicas (cadenas montañosas, cuencas sedimentarias, etc.), los estudios sísmotectónicos buscan entender la relación entre las estructuras tectónicas identificadas en un territorio (fallas, contactos entre unidades diferentes, lineamientos, etc.) con los terremotos que se producen en el mismo. La Neotectónica se refiere al estudio de las deformaciones y desarrollo de la superficie terrestre durante el régimen tectónico actual (que puede estar durando millones de años) y la paleotectónica se remonta a tiempos previos. Con este marco temporal, los criterios geológicos para delimitar fuentes sísmicas se refieren a la distribución geográfica de los factores que determinan las características tectónicas de la zona examinada, como son: la distribución geográfica de fallas (densidad, tamaño,

orientación, etc.) y su impacto sobre el terreno (morfología estructural, levantamientos y hundimientos, geometría de la red fluvial, zonas de deposición y de erosión, etc.), la distribución de unidades tectónicas (en planta y en profundidad), las características litológicas y reológicas de los materiales que componen cada unidad tectónica y de los factores que los determinan (incluyendo características minerales y flujo geotérmico), etc. Además, como complemento a esta zonificación, se pueden extraer datos de terremotos ocurridos en el pasado geológico por medio de estudios de paleosismicidad, en los que se identifica y data la ocurrencia de terremotos en trincheras que atraviesan fallas y muestran saltos entre diferentes paquetes sedimentarios a ambos lados de la falla, inyecciones de fluidos en materiales arenosos que han sufrido licuefacción, deslizamientos, márgenes costeros que han sido desplazados verticalmente de forma notoria, depósitos de tsunamis, etc.

Cuando los criterios sísmicos y tectónicos convergen de forma clara en una misma solución (o delimitación de diferentes zonas), la zonificación sismogenética del territorio resulta muy fiable y se le asigna peso, pero en muchos casos, las soluciones que puede proporcionar la combinación de diferentes criterios, puede ser muy variada, generando diferentes zonificaciones en un mismo territorio, que varían con el autor o incluso con el año de publicación. Esto tiene a la postre una gran repercusión en los resultados de peligrosidad. Estas variaciones entre las distintas zonificaciones, reflejan el desconocimiento que aún existe en la literatura de las fuentes sísmicas reales. Hasta ahora, la forma de afrontar este problema ha consistido en incluir varias zonificaciones en un mismo cálculo por medio de un árbol lógico, cuya finalidad es precisamente incorporar la incertidumbre epistemológica asociada al modelo de zonificación sismogenética.

Una variante de este modelo de zonas es la zonificación aplicada en dos niveles: en un primer nivel se distinguen zonas con tasas de ocurrencia de sismos constantes, y en un segundo nivel se diferencian regiones (que aglutinan varias zonas) en las que la proporción entre sismos grandes y pequeños (parámetro β) es constante. Las zonas sismogenéticas del primer nivel suelen ser más pequeñas que las utilizadas en el método convencional, permitiendo así delimitar fuentes sísmicas independientes de forma más refinada. Sin embargo, el parámetro b de los modelos, que permite asociar una proporción de sismos en función de la magnitud, es un parámetro más general y común para varias zonas, y por eso se calcula en grandes regiones.

2.1.3.2 MODELIZACIÓN TIPO MALLA REGULAR

Este método fue propuesto y publicado por Frankel (1995). Se caracteriza por modelizar la fuente sísmica por medio de una malla regular, de modo que cada celda de la malla lleva asociada una tasa de ocurrencia de sismos constante, mientras que el valor del parámetro b , como en la variante del caso anterior, está asociado a regiones sísmicas más grandes.

El método permite definir fuentes sísmicas muy pequeñas, ya que las celdas suelen tener tamaños mucho menores a las zonas sismogenéticas. Para aplicar este método, se suele incluir un suavizado espacial de la fuente que reparte la sismicidad en un área relativamente extensa y no la sitúa únicamente en torno a los focos sísmicos.

Este método fue aplicado en España por Peláez (2000) en su tesis doctoral, presentando algunas diferencias en los resultados de peligrosidad sísmica frente al tradicional método zonificado.

2.1.3.3 MODELIZACIÓN TIPO KERNEL

Este tipo de modelización fue propuesto por Woo (1996) para modelizar la tasa de actividad sísmica. En él se modela la fuente sísmica por medio de superficies de densidad de probabilidad de ocurrencia de eventos de diferentes magnitudes. La estimación de esta densidad de probabilidad no es paramétrica, es decir, se obtiene directamente de la muestra de eventos (catálogo sísmico) sin fijar ningún modelo de recurrencia previamente.

El método consiste en la asignación de una función kernel a cada evento del catálogo, utilizando como variables la localización y tamaño del sismo. Las funciones kernel que se han propuesto en la literatura para ser usadas en muestras sísmicas son: el kernel Gaussiano (propuesto por Vere-Jones, 1992), el kernel IBQ (*Inverse Bi-Quadratic*) y un kernel finito (propuestos por Woo, 1996).

Este método fue aplicado en España por Crespo (2011) en su tesis doctoral. Sobre la base del catálogo sísmico nacional y adoptando un modelo de sismicidad poissoniano, la autora estableció la tasa de actividad sísmica por medio de tres factores: 1) la forma de la función kernel, que en este caso es del tipo IBQ; 2) el ancho de banda, que controla la mayor o menor extensión de la superficie sobre la cual se va a concentrar la densidad de probabilidad y que adopta una expresión exponencial; y 3) los periodos efectivos, que se determinan teniendo en cuenta el grado de completitud de los eventos contenidos en el catálogo en diferentes rangos de magnitud y que permiten derivar las tasas de actividad directamente dividiendo las funciones de kernel por dichos periodos.

2.2 LAS FALLAS ACTIVAS COMO FUENTES SÍSMICAS INDEPENDIENTES

2.2.1 INTRODUCCIÓN

En los últimos años, se ha empezado a cambiar el planteamiento de la definición de la fuente sísmica en estudios de peligrosidad, pasando a considerar directamente las fallas como fuentes sísmicas independientes, siempre que se disponga de la información necesaria para su modelización. Este cambio ha sido motivado por el conocimiento, cada vez mayor, que se tiene de las fuentes reales de los sismos: las fallas activas. Dicho conocimiento se deriva de los resultados de estudios de tectónica activa, obtenidos esencialmente por medio de dos técnicas: 1) Estudios de paleosismicidad, que permiten localizar estructuras sismogénéticas activas y conocer la ocurrencia de terremotos en fallas concretas en épocas no cubiertas por el registro sísmico (instrumental e histórico) y 2) medidas GPS entorno a las fallas, realizadas en sucesivas campañas, a través de las cuales se determina la deformación acumulada en las mismas. El hecho de considerar directamente las fallas como fuentes sísmicas, presenta un cambio significativo en la definición de la fuente, permitiendo incorporar nuevos parámetros al cálculo probabilista de la peligrosidad, como los mecanismos focales, geometría del plano de ruptura, tasas de deslizamiento, periodos de recurrencia, etc.

De acuerdo con los procedimientos que se están desarrollando al respecto, el planteamiento que se sigue al modelizar las fallas como fuentes sísmicas independientes, en lugar de utilizar zonas sismogénéticas, incide en dos aspectos fundamentales:

1. *Cambio de la geometría de la fuente sísmica.* Hasta ahora, generalmente la geometría de las fuentes tipo zonas quedaba definida por áreas donde se podían integrar varias fallas de características y potencial sísmico similar. Con el nuevo planteamiento, las fallas entran en el cálculo como elementos independientes, bien como áreas que definen el plano de falla o como líneas que definen la traza de la falla proyectada en la superficie, siendo la primera una modelización más completa.
2. *Cambio de la fuente de información para caracterizar el potencial sísmico.* En las zonas sismogénéticas, la caracterización del potencial sísmico se efectúa a través de la tasa de ocurrencia de terremotos $\dot{N}(m)$ y la proporción de éstos en función de su tamaño β ; parámetros que se estiman ajustando modelos de recurrencia a los datos sísmicos conocidos de la zona. La fuente básica de información es, en consecuencia, el catálogo sísmico. En el caso de las fallas el planteamiento cambia: los parámetros que caracterizan

el potencial sísmico ($\dot{N}(m)$ y β) son difícilmente extraíbles del catálogo sísmico para cada falla individualmente y se derivan de las características físicas de la falla (geométricas y cinemáticas), como la tasa de deslizamiento y el área del plano de falla.

2.2.2 MODELIZACIÓN DE LA GEOMETRÍA

2.2.2.1 GEOMETRÍA DE LA FALLA

Al considerarse una falla como fuente sísmica potencialmente activa e independiente, se modeliza el plano de falla en el que se asume que se produce la ruptura, incluso sabiendo que lo habitual es que se generen superficies irregulares de ruptura. No resulta frecuente tener datos completos sobre la geometría de las fallas que permitan modelar de una forma precisa dicha ruptura, de manera general se utiliza un plano rectangular, con las simplificaciones que ello conlleva.

Para ello, se utilizan los parámetros geométricos de la falla que se muestran en la Figura 2.2. Con la traza de la falla, el buzamiento y la profundidad, se pueden obtener como mínimo cuatro puntos que delimitan dicho plano.

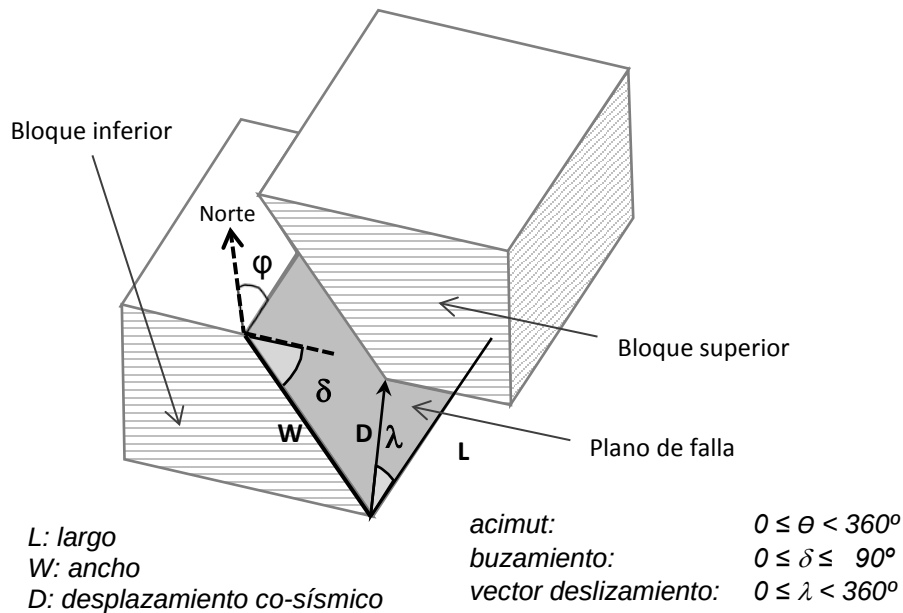


Figura 2.2. Geometría y parámetros de la falla.

Una forma usual de modelización del plano de falla consiste en partir de las coordenadas del punto inicial (X_i , Y_i) y final (X_f , Y_f) de la traza de la falla, la profundidad mínima Z_{min} y profundidad máxima Z_{max} y el ángulo de buzamiento δ . Esta modelización sería del modo que a continuación se expone.

El primer paso será obtener el ancho de la falla W , por medio de la diferencia de profundidades y el ángulo de buzamiento.

$$W = \frac{(Z_{max} - Z_{min})}{\sin \delta} \quad [2.18]$$

Posteriormente, con las coordenadas de la traza obtendremos el acimut u orientación de la falla θ .

$$\theta = \arctg\left(\frac{X_f - X_i}{Y_f - Y_i}\right) \quad [2.19]$$

La orientación y el ancho de la falla nos proporcionan el ancho Dr y dirección θ_2 de la proyección del plano de falla en superficie (ver Figura 2.3).

$$Dr = W \cdot \cos(\beta) \quad [2.20]$$

$$\theta_2 = \theta + 90^\circ \quad [2.21]$$

El siguiente paso será calcular la diferencia de coordenadas entre los puntos superficiales y los profundos.

$$dx = Dr \cdot \sin(\theta_2) \quad [2.22]$$

$$dy = Dr \cdot \cos(\theta_2) \quad [2.23]$$

Una vez obtenidas las diferencias de coordenadas, ya se pueden calcular las coordenadas de los puntos profundos.

$$X_i(\text{prof}) = X_i(\text{sup}) + dx; \quad Y_i(\text{prof}) = Y_i(\text{sup}) + dy \quad [2.24]$$

$$X_f(\text{prof}) = X_f(\text{sup}) + dx; \quad Y_f(\text{prof}) = Y_f(\text{sup}) + dy \quad [2.25]$$

En la Figura 2.3 se muestra un esquema de la geometría y los parámetros citados anteriormente.

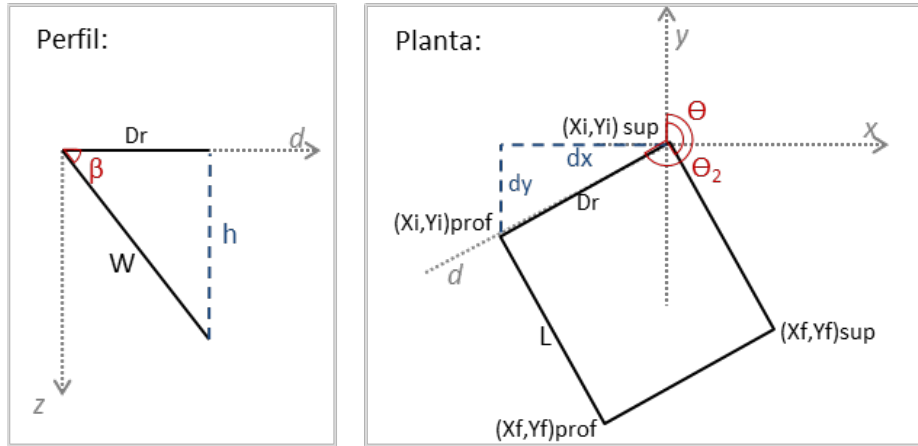


Figura 2.3. Esquema de la geometría de la falla y los parámetros necesarios para obtener el plano de ruptura.

2.2.2.2 SEGMENTACIÓN DE LA FALLA

La segmentación de la falla es la fragmentación de la misma en diferentes tramos de ruptura más pequeños. De este modo, el plano de falla se divide en otros de menor tamaño, que por tanto serán capaces de generar terremotos de menor magnitud. A priori, no se puede suponer que una falla rompe siempre de forma completa. Hay que tener en cuenta que una falla puede estar segmentada por giros o quiebros del plano de falla que dificulten su ruptura por entero. Por ese motivo, desde un punto de vista operativo, es conveniente introducir de forma independiente los

segmentos en los que una falla pueda estar dividida y unirlos si se estima que la ruptura puede implicar a más de un segmento simultáneamente.

La segmentación es un proceso laborioso y no exento de cierta subjetividad. Suele ser estudiado por expertos en tectónica activa y es un dato de gran importancia a la hora de incorporar las fallas en un estudio de peligrosidad.

2.2.3 PARÁMETROS DE CÁLCULO

Uno de los aspectos clave y que aún está en debate dentro de la comunidad científica es precisamente cómo obtener los parámetros del modelo de recurrencia a partir de los parámetros físicos de la falla y cuáles de ellos son más apropiados para el fin pretendido. A este respecto, algunos autores, proponen el modelo de terremoto característico (TC) como el que mejor puede aproximarse al comportamiento de la falla (Wesnousky et al. 1983).

El **modelo de terremoto característico TC**, supone que en la falla solamente se producen rupturas completas de todo el plano de falla o segmento, y por tanto, la falla solo rompe en forma de sismos de la misma magnitud, siendo ésta la magnitud máxima (**Magnitud característica M_{TC}**) con una periodicidad perfecta (Figura 2.4).

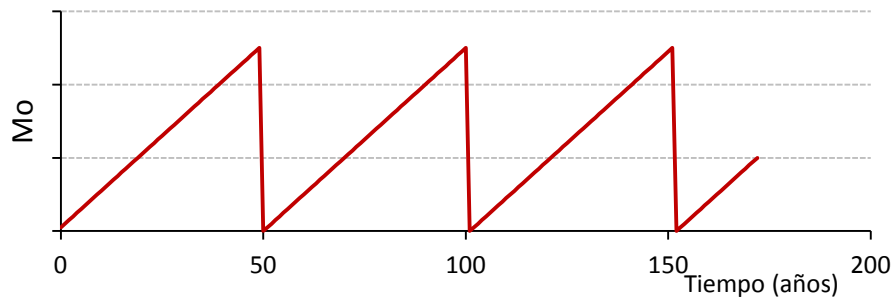


Figura 2.4. Gráfica que ilustra el momento sísmico acumulado y liberado de una falla en el tiempo, según el modelo de terremoto característico.

Este modelo TC, es un modelo simple que iguala el momento sísmico acumulado en la falla ($M_{o\text{acumulado}}$) durante un tiempo de recurrencia medio T al momento sísmico liberado en el máximo terremoto de la falla ($M_{o\text{liberado}}$).

A partir del área del plano de falla o segmento, por medio de fórmulas empíricas (Wells y Coppersmith 1994; Stirling et al. 2002, 2008, entre otras), se puede establecer la magnitud máxima que cabría esperar en la fuente en cuestión.

Por medio de la expresión de Hanks y Kanamori (1979), se puede establecer una relación entre el **Momento sísmico $M_o(m)$ (co-sísmico)** que se liberaría en ese posible terremoto máximo y la magnitud máxima de dicho terremoto (en este caso M_{TC}), expresada en Magnitud momento M_w .

$$M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_o) - 10.7 \quad [2.26]$$

Esto permite conocer la magnitud máxima que se espera en la fuente y la energía que se liberaría en dicho terremoto máximo.

Haciendo la suposición conservadora de que en todo el plano de falla se está acumulando energía uniformemente, la **tasa de momento sísmico $\dot{M}_0$** que se acumula en la falla (*moment rate*) está relacionada con la **tasa de deslizamiento anual de la falla $\dot{u}$** (*Slip rate*) según la ecuación de Brune (1968):

$$\dot{M}_0 = \mu \cdot \dot{u} \cdot A \quad [2.27]$$

Donde μ es el módulo de rigidez o de cizalla, $\dot{u}$ la tasa de deslizamiento y A el área del plano de falla.

Como se ha dicho anteriormente, el modelo de TC es un modelo totalmente periódico, en el que la energía acumulada es igual a la energía liberada en el terremoto característico. Por lo tanto, conociendo el M_0 que se liberaría en el terremoto y la tasa de acumulación anual de momento sísmico de la falla $\dot{M}_0$, se puede conocer el periodo de recurrencia, es decir, el tiempo que transcurre entre dos eventos característicos.

$$\frac{M_0}{\dot{M}_0} = T \quad [2.28]$$

Este tiempo T , es la inversa de la tasa de sismos característicos de la falla $\dot{n}(M_{TC})$.

Otros autores, apuntan a la utilización de otros modelos de recurrencia que contemplen la posibilidad de que la falla produzca terremotos de diferente magnitud con periodos de ocurrencia diferentes (véase Apartado 2.1.2). En este sentido, Anderson y Lucco (1985), proponen relaciones entre la tasa de momento sísmico acumulado en la falla $\dot{M}_0$ y tres modelos de recurrencia: Gutenberg-Richter truncado, Gutenberg-Richter modificado y el modelo de recurrencia propuesto por Main y Burton (1981). Las relaciones entre la tasa de momento sísmico y los modelos de recurrencia están basadas en la relación publicada por Anderson (1979), mediante la expresión:

$$\dot{M}_0 = \int_{M_{min}}^{M_{max}} \dot{n}(m) \cdot M_0(m) dm \quad [2.29]$$

Donde, $\dot{M}_0$ es la tasa de momento sísmico, $\dot{n}(m)$ es la tasa simple de sismos de magnitud m y $M_0(m)$ el momento sísmico que se libera en un terremoto de magnitud m .

Esta expresión permite deducir la tasa de actividad sísmica de la falla, truncada a una magnitud máxima y mínima, con la tasa de momento sísmico de la falla.

La expresión publicada por Anderson (1979), también se cumple en el caso de sismo característico. Como se ha apuntado anteriormente, este modelo se caracteriza por suponer que la falla solo rompe en sismos de una misma magnitud (Magnitud característica M_{TC}).

Aplicando la ecuación [2.29] con $\dot{n}(m) = \dot{n}(M_{TC})$.

$$\dot{M}_0 = \int_{M_{min}}^{M_{TC}} \dot{n}(M_{TC}) \cdot M_0(m) dm = \dot{n}(M_{TC}) \cdot M_0(M_{TC}) \quad [2.30]$$

$\dot{n}(m)$ en este caso, es una "Delta de Dirac" : $\delta(m) = \dot{n}(M_{TC})$ ya que la función $\dot{n}(m)$ solo toma valor distinto de cero en la magnitud característica M_{TC} .

$$\dot{n}(M_{TC}) = \frac{\dot{M}_0}{M_0(M_{TC})} \quad [2.31]$$

Donde $\dot{n}(M_{TC})$ es la tasa de sismos de magnitud característica ($1/T$), $Mo(M_{TC})$ es el momento sísmico que se libera en el sismo característico y $\dot{Mo}$ la tasa de momento sísmico de la falla.

La expresión [2.28] y la expresión [2.31] son similares.

En el caso de la recta de GR modificada, partiendo de la expresión [2.3] y sabiendo que:

$$\dot{n}(m) = -\frac{d\dot{N}(m)}{dm} \quad [2.32]$$

Es posible obtener el valor de la tasa simple de este modelo:

$$\dot{n}(m) = \dot{N}_{min} \cdot \beta \cdot \left[\frac{e^{-\beta(m)}}{(e^{-\beta(M_{min})} - e^{-\beta(M_{max})})} \right] \quad [2.33]$$

El momento sísmico liberado en cada sismo, según la expresión de Hanks y Kanamori (1979) [2.26], puede expresarse como:

$$Mo(m) = e^{\bar{c} + \bar{d}m} \quad [2.34]$$

Donde $\bar{c} = 16.1 \cdot \ln(10)$ y $\bar{d} = 1.5 \cdot \ln(10)$.

Si sustituimos en la ecuación [2.29] las dos expresiones anteriores [2.33] y [2.34] se obtiene la expresión:

$$\dot{M}_0 = \int_{M_{min}}^{M_{max}} \dot{N}_{min} \cdot \beta \cdot \left[\frac{e^{-\beta(m)}}{(e^{-\beta(M_{min})} - e^{-\beta(M_{max})})} \right] \cdot e^{\bar{c} + \bar{d}m} dm \quad [2.35]$$

Al resolver la integral, es posible obtener la tasa de sismos de magnitud mayor o igual a una mínima establecida $\dot{N}_{min}$, en función de la tasa de momento sísmico de la falla y la proporción de sismos β considerada.

$$\dot{N}_{min} = \frac{\dot{Mo} \cdot (\bar{d} - \beta) (e^{-\beta(M_{min})} - e^{-\beta(M_{max})})}{\beta [e^{-\beta M_{max}} Mo(M_{max}) - e^{-\beta M_{min}} Mo(M_{min})]} \quad [2.36]$$

Donde $\dot{Mo}$ es la tasa de momento sísmico de la falla, $Mo(M_{max})$ y $Mo(M_{min})$ es el momento sísmico que se liberaría en el sismos de magnitud máxima y mínima respectivamente.

En el Anexo 1 se muestra el desarrollo matemático para este modelo y el de la recta de GR truncada.

2.3 MODELOS HÍBRIDOS DE FALLAS Y ZONAS

Al incluir las fallas como entidades independientes dentro de las fuentes sísmicas, se debe tener en cuenta que no siempre se conocen todas las fallas activas que hay en una región. Por tanto, para evitar un posible déficit en la evaluación de peligrosidad, al no poder considerar todas las fallas activas existentes, se suele combinar las fallas con zonas sismogénicas (las denominadas fuentes tipo área descritas en el Apartado 2.1.3). El objetivo de estas zonas sísmicas tipo área es cubrir el potencial sísmico de aquellas fallas que, debido a su bajo potencial (pequeño tamaño o baja velocidad) o al desconocimiento que hay sobre ellas, no pueden ser caracterizadas de forma independiente.

En este sentido, son pocos los trabajos que hay en la literatura donde se presenten propuestas metodológicas que combinen ambas fuentes. Uno de los problemas que plantean estas combinaciones es cómo evitar duplicar el potencial sísmico final resultante, esto es, saber combinar adecuadamente zonas y fallas superpuestas geográficamente, teniendo en cuenta que el potencial sísmico de la zona no debe incluir el potencial sísmico de las fallas modeladas independientemente. Este problema, que a priori puede parecer trivial, resulta muy complejo cuando las fallas a estudiar son fallas lentas (producen sismos con periodos de recurrencia muy largos) y el catálogo sísmico no cubre largos periodos, pues es virtualmente imposible separar la sismicidad asociada a la falla de la asociada a las zonas adyacentes con el fin de establecer modelos de recurrencia diferenciados. A esto hay que añadir que la localización de los grandes sismos históricos del catálogo, debido a la falta de instrumentación cuando ocurrieron, tiene una gran incertidumbre en su localización, motivo por el cual no resulta fácil relacionarlos con una falla concreta.

Dentro de la literatura, podemos destacar dos propuestas, la publicada por Frankel et al. (1996) y la publicada por Bungum (2007).

Metodología propuesta por Frankel et al. (1996)

El autor presenta un estudio de peligrosidad sísmica en el oeste de Estados Unidos, en el que incorpora las fallas con dos modelos de recurrencia diferentes: terremoto característico (TC) y Gutenberg-Richter (GR). En los casos en los que las fallas son muy conocidas (fallas de California: San Andrés, San Jacinto, Elsinore, Hayward, Rodgers Creek e Imperial), los autores usan únicamente el modelo de terremoto característico, ya que la segmentación de dichas fallas está muy estudiada. En los casos de fallas menos estudiadas, con segmentaciones menos claras, los autores utilizan los dos modelos de recurrencia (TC y GR) en el cálculo de peligrosidad, dando igual peso a los dos.

En los casos de TC, el modelo de zonas y fallas es claro, ya que las magnitudes características de las fallas no suelen estar cubiertas por las zonas, suponiendo en este caso, que todas las fallas de alto potencial sísmico están incluidas en el cálculo de forma independiente.

La clave está en la inclusión de las fallas con un modelo de recurrencia GR. En estos casos, se considera que la falla puede romper en sismos de magnitud igual o menor a la máxima del segmento, por lo tanto hay que establecer una frontera entre la zona y la falla.

Los autores proponen para ello separar la distribución del potencial sísmico de las zonas y fallas por medio de una magnitud de corte (M_c) definida a priori, que establece el límite entre el tamaño máximo de los terremotos que se pueden producir en la zona (M_c =magnitud máxima) y el tamaño mínimo de los terremotos que se pueden producir en las fallas (M_c =magnitud mínima).

Por lo tanto, con esta magnitud de corte, se supone que en la zona no pueden producirse sismos superiores a M_c y que las fallas no romperán en sismos menores a esta magnitud, concentrando el potencial sísmico de la falla en un rango muy pequeño de magnitudes elevadas, que oscilan entre M_c y M_{max} del segmento de falla.

La magnitud de corte M_c que se propone en Frankel et al (1996), para su zona de estudio, es de 6.5, ya que los autores comprobaron que si se baja este umbral, las fallas producirían un número muy elevado de terremotos en comparación con el registro histórico.

Otro parámetro fijado en el modelo es la pendiente de la recta de GR, b . Este valor lo deducen de la sismicidad regional de la zona, tomando el valor de 0.8 (a excepción de California que toma el valor de 0.9).

La tasa de sismos acumulados en la falla, tanto en el caso de TC como GR, se obtiene por las ecuaciones expuestas en el Apartado 2.2.3.

En la Figura 2.5, se muestra un esquema de cómo quedaría la distribución de tasas acumuladas combinando zonas y fallas en esta metodología.

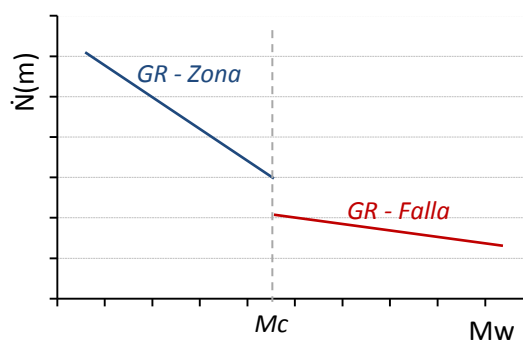


Figura 2.5. Esquema de la distribución de tasas acumuladas en zona y falla según el modelo de Frankel et al. (1996)

Metodología propuesta por Bungum (2007)

El autor parte de la relación fundamental entre la deformación que se produce en la corteza y las tasas de actividad sísmica. En este sentido, publica dos programas desarrollados en Fortran que

relacionan las deformaciones de la corteza y la actividad sísmica asociada a ella (*moment-slip* y *moment-rate*).

El autor apunta que, normalmente, la actividad de las fallas se estima directamente mediante el control de la sismicidad asociada a ellas durante algún tiempo, siendo esta actividad extrapolada al futuro por modelos estadísticos de ocurrencia de eventos. Pero no siempre es posible hacer esto, especialmente en zonas de baja actividad sísmica, donde no hay datos suficientes. En estos casos, en los que la información referente a la actividad de la falla por medio del registro sísmico no es fácilmente obtenida, se puede estimar dicha actividad por otros medios:

- Si se conoce la tasa de deslizamiento de la falla, puede deducirse una actividad sísmica asociada a ella por medio de relaciones de equivalencia entre la tasa de momento sísmico que se está acumulando en la falla y el momento sísmico que se libera en los sismos. (programa *moment slip*)
- Si no se conoce la tasa de deslizamiento de la falla, la actividad sísmica asociada a ella puede ser evaluada mediante la asignación a la falla de una proporción de la actividad sísmica de la zona que la alberga. En estos casos, es muy importante la magnitud máxima que se asigna al modelo, ya que son precisamente los sismos grandes los que liberan la mayor parte de la energía asociada a la región. (programa *moment rate*)

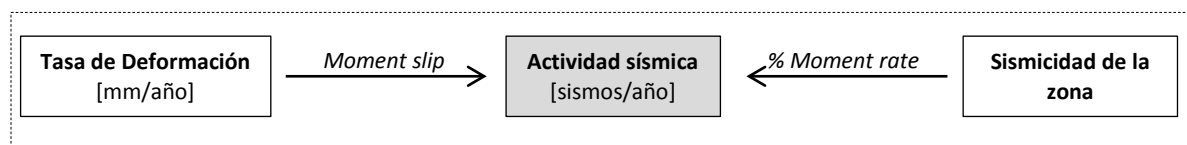


Figura 2.6. Esquema del procedimiento seguido con los programas de Bungum (2007).

A continuación se describen brevemente estos dos programas:

Moment-slip.

El autor asigna un modelo de recurrencia de GR a la falla, acotado entre la magnitud máxima que puede producirse en la misma y la magnitud mínima a partir de la cual se estima la peligrosidad sísmica. En un primer paso se calcula la tasa de momento sísmico de la falla, por medio de la tasa de deslizamiento utilizando la expresión de Brune (1968) y, posteriormente, se calcula la tasa de actividad sísmica por medio de la ecuación propuesta por Anderson (1979) (Véase Apartado 2.2.3).

Moment-rate.

La actividad sísmica en las fallas puede ser deducida a partir de la sismicidad regional por medio de registros históricos e instrumentales. Esto puede hacerse, por ejemplo, mediante la asignación de un cierto porcentaje de la sismicidad regional a las fallas consideradas, manteniendo el resto de la zona con una actividad sísmica derivada de la contribución de fallas no identificadas.

Este porcentaje puede ser aplicado directamente a los valores de la tasa de sismos si el valor del parámetro *b* es igual en la falla y en la zona; pero si los valores *b* son diferentes, el porcentaje se debe aplicar a la liberación de momento.

Los dos programas son independientes, y permiten obtener la actividad sísmica de la falla dependiendo de los datos de partida disponibles.

De los dos programas, el segundo (*moment-rate*) es el que contempla la combinación de fallas y zonas en el mismo cálculo, estableciendo a priori un reparto del potencial sísmico de las fuentes (zona y falla), sin que se produzca una duplicidad o solape del potencial sísmico.

En la Figura 2.7, se muestra un esquema de cómo quedaría la distribución de tasas acumuladas combinando zonas y fallas según el programa *momento-rate* de Bungum (2007).

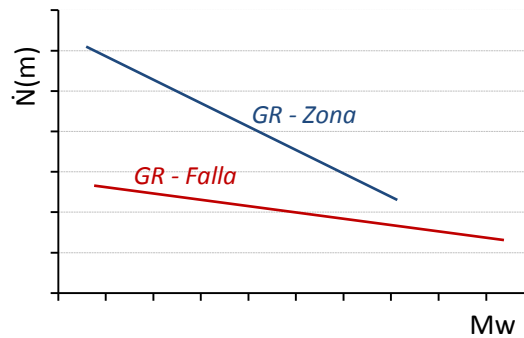


Figura 2.7. Esquema de la distribución de tasas acumuladas en zona y falla según del modelo en el que se basa el programa *moment-rate* de Bungum (2007).

Capítulo 3

METODOLOGÍA HÍBRIDA PROPUESTA

3.1 INTRODUCCIÓN

En el Capítulo anterior, se han visto dos formas diferentes de afrontar el mismo problema, cómo distribuir la sismicidad entre zonas y fallas cuando se adoptan modelos híbridos de fuente: la metodología propuesta por Frankel et al. (1996) para el oeste de Estados Unidos, basada en la distribución de potencial sísmico por medio de una magnitud de corte (M_c), y la solución propuesta por Bungum (2007), utilizando el *software Moment-rate*, basada en el reparto del momento sísmico directamente entre fallas y zonas.

El problema fundamental que plantea la primera es el establecimiento de la magnitud de corte M_c . El valor de esa magnitud limita seriamente el potencial sísmico que se puede asociar a las fuentes individuales. Por un lado, imposibilita que en la zona se pueda producir un terremoto de una magnitud mayor a la magnitud de corte, lo que equivale a presuponer que se conocen todas las fallas de la región y que se pueden estimar de alguna manera su tamaño y su potencial sísmico. Así pues, todas aquellas fallas que superen esa magnitud de corte han sido modelizadas de forma independiente. Esa suposición, solo puede hacerse en regiones donde el conocimiento de la tectónica local sea muy preciso, ya que de lo contrario, se estaría subestimando el potencial sísmico de la región y por tanto, su peligrosidad sísmica.

En territorios donde las fallas son lentas o presentan una sismicidad difusa, esa suposición es muy poco conservadora, ya que, en estas regiones, es muy frecuente la ocurrencia de sismos en sitios donde no hay fallas conocidas, debido a los largos periodos de recurrencia asociadas a ellas, a la falta de ruptura en superficie, y a la ausencia de datos geofísicos o de indicadores neotectónicos que indiquen la existencia de una falla oculta.

El problema fundamental que plantea la segunda metodología, de Bungum (2007), radica en el establecimiento a priori de la proporción de momento sísmico de la falla frente al de la zona. Al igual que en el caso anterior, este problema se acentúa cuando se trata de fallas lentas, ya que no se puede asegurar que conozcamos el potencial sísmico de una región por completo por medio del registro sísmico y geológico, teniendo en cuenta los largos periodos de recurrencia asociados a las fallas y a la escasez de evidencias de la existencia de fallas activas ocultas sobre el terreno. En cambio, esta segunda metodología, combinando los dos programas *moment slip* y *moment rate*, facilita una aproximación de mayor detalle que la de Frankel et al. (1996), pues permite establecer qué proporción del potencial sísmico de la zona puede ser asignado a la falla comparando la tasa de momento sísmico registrada en el catálogo y la tasa de momento sísmico acumulada en la falla (por medio de la tasa de deslizamiento y el tamaño plano de falla). La tasa de momento sísmico de la zona será igual a la registrada en el catálogo menos la acumulada en la falla o fallas contenidas en su interior.

Esta combinación, permite considerar un reparto de momentos sísmicos en las fuentes basado en datos de partida independientes (tasa de deslizamiento o *slip rate* para las fallas y datos del catálogo sísmico para la zona). No obstante persiste el mismo problema con las fallas lentas, donde el registro sísmico que se tiene de la zona no contempla de manera completa el potencial sísmico real de estas fallas, al carecer de información en intervalos de tiempo suficientemente largos como para cubrir ciclos sísmicos completos de las mismas.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, se hace evidente la necesidad de desarrollar una metodología que haga posible establecer una división del potencial sísmico entre fallas y zonas para aquellas regiones donde no se puedan obtener datos de las fallas debido a su lenta acumulación de esfuerzos o su largo periodo de recurrencia, y por tanto, no sea posible realizar con fiabilidad las suposiciones que se hacen en las dos metodologías antes consideradas.

Este es el problema que trata de solventarse con la metodología que se propone a continuación.

3.2 PLANTEAMIENTO

3.2.1 PROBLEMÁTICA A SOLVENTAR

Atendiendo a las limitaciones existentes en cuanto a la disponibilidad de una base de datos de partida completa y en cuanto al modelo empleado para la caracterización de la fuente sísmica, se puede establecer que, debido a las deficiencias en el registro sísmico de la región, por falta de homogeneidad espacial y temporal, no se puede presuponer que todo el potencial sísmico de una región haya sido registrado y esté contenido en el catálogo sísmico, especialmente en el caso de los sismos máximos cuya recurrencia es muy larga.

Este hecho se ve acentuado cuando la región a modelizar contiene fallas lentas y/o el registro sísmico tiene poca extensión temporal.

3.2.2 CONSIDERACIONES DE PARTIDA

Teniendo en cuenta las características del problema a solventar, la metodología partirá de una serie de consideraciones iniciales:

- No es posible modelizar de forma independiente todas las fallas de una región, sino solo aquellas que, por su alto potencial sísmico o actividad en la época de observación, han podido ser estudiadas suficientemente y, por lo tanto, se han podido derivar los parámetros necesarios para su incorporación en el cálculo de peligrosidad de forma independiente.
- La inclusión de las zonas en el modelo de fuentes sísmicas, en combinación con las fallas activas que se modelizan independientemente, tiene como objetivo incorporar al cálculo de peligrosidad aquellas fallas de bajo potencial sísmico (pequeño tamaño) y aquellas que, aunque se hayan identificado (por ejemplo, porque se reflejan en la sismicidad registrada), no se conocen con suficiente detalle como para ser modelizadas de forma independiente. Además, las zonas incorporan también la sismicidad difusa no asociada a ninguna falla conocida.

En este trabajo se plantea una metodología basada en el reparto de la tasa de momento sísmico, donde se igualará el momento sísmico anual liberado en la región con el momento sísmico anual acumulado en la misma, al igual que hace Bungum (2007) combinando los dos *software* descritos en el capítulo 2. Sin embargo, en este caso, se establecen una serie de condiciones iniciales que permiten minimizar los problemas antes citados.

De aquí en adelante, se entenderá por región la suma de zona más fallas (Figura 3.1).

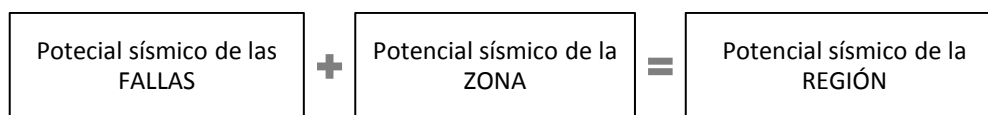


Figura 3.1. Esquema de la descomposición del potencial sísmico de una región en diferentes fuentes.

Conviene aclarar que la región y la zona se conciben con la misma geometría, pero con diferente potencial sísmico, ya que el de la primera incluye el potencial de la zona y el de las fallas contenidas en la región.

Partiendo de esta premisa, se incorpora al reparto de tasas de momento sísmico una serie de condiciones:

- La tasa sísmica anual observada en cada región, por medio del registro sísmico, se mantendrá constante, independientemente de las fuentes sísmicas consideradas.
- El reparto del potencial sísmico no se hará con todo el registro sísmico, sino con aquel que con mayor probabilidad ha sido registrado de forma completa en la región, atendiendo a la magnitud de los sismos y a la cobertura espacio-temporal de estaciones del área de estudio. Dicho de otra forma, el reparto del potencial sísmico se realizará solo en el periodo en el que el catálogo sísmico puede considerarse completo para cada rango de magnitud y en un intervalo de magnitudes determinado.
- El potencial sísmico de la falla que se sustrae del potencial sísmico regional para obtener el de la zona, no será el de toda la falla, sino solo aquel que haya sido registrado en el periodo en el que se considera que el catálogo es completo.

3.2.3 CONDICIONES EN EL REPARTO DE LA TASA DE MOMENTO SÍSMICO.

El registro sísmico que se tiene de una región viene dado por el catálogo de eventos. Este catálogo ayuda a conocer el potencial sísmico, ya que aporta información sobre el tamaño, localización y frecuencia de sismos.

En los últimos años, gracias al aumento del número de estaciones sísmicas y a la densificación de las redes sísmicas, la detección y localización de sismos ha experimentado un progreso notable, llegándose a alcanzar unos umbrales de detección de sismos muy altos. Sin embargo, el periodo a lo largo del cual podemos suponer que el nivel de detección se ha mantenido en estos niveles óptimos es muy corto, si se tiene en cuenta el marco de tiempo por el que se rigen las fallas, que comprenden periodos de recurrencia mucho mayores que los periodos de detección óptima de la red sísmica. Este problema, se acentúa cuando se consideran sismos de magnitudes bajas, ya que la localización y cuantificación de su tamaño se hace más complicada.

En ese sentido, una de las labores más importantes a la hora de establecer un catálogo sísmico de proyecto es el análisis de completitud de dicho catálogo. En este análisis, se pretende identificar a partir de qué año es posible suponer que la totalidad de los sismos ocurridos de una determinada magnitud han sido registrados e incorporados al catálogo. Este año, llamado **Año de Referencia [AR(m)]**, será por lo tanto dependiente de la magnitud del terremoto. Así, los terremotos de magnitud alta tendrán mayor probabilidad de haber sido documentados y de constar en el

catálogo si se consideran periodos de observación largos y, por tanto, su $AR(m)$ será anterior al que se asigne a sismos de magnitudes más bajas. En cambio, los terremotos de magnitud menor ocurridos en épocas remotas tendrán mayor probabilidad de haber pasado desapercibidos y, por tanto, de no haber sido incluidos en informes ni en documentos históricos. Por lo tanto, para cada magnitud, o intervalo de magnitudes, se establece un $AR(m)$. Este $AR(m)$ es más reciente a medida que la magnitud m es menor.

Al periodo de tiempo que transcurre desde ese año de referencia para la magnitud m hasta el año del último registro del catálogo sísmico se le da la denominación de **Periodo de Completitud [PC(m)]**. Este periodo de tiempo fijará el intervalo temporal en el que se supone que todos los sismos de una cierta magnitud m ocurridos en un área de estudio han sido registrados en el catálogo.

Para determinar los $AR(m)$ de un catálogo, pueden emplearse varios métodos. Uno de los más extendidos es el propuesto por Stepp (1971), en el que se representa, en forma de curva, el número acumulado de terremotos de una magnitud (o rango de magnitudes) a lo largo del tiempo. Dando por válida la hipótesis de que la tasa de ocurrencia de terremotos es constante en el tiempo, entonces el $AR(m)$ para esa magnitud es aquel en el que se aprecia una diferencia marcada en la pendiente de la curva representada, pasando a ser una recta desde ese año en adelante.

También cabe destacar otros métodos de análisis de completitud, como el método gráfico, menos robusto que el de Stepp (1971), y el propuesto por Bungum y Husebye (1974), concebido inicialmente para analizar la detectabilidad de una red sísmica determinada pero que también puede aplicarse en el análisis de completitud de un catálogo (Molina 1998).

Para fechas precedentes al $AR(m)$ estimado, los terremotos de esa magnitud no podrán ser utilizados para calcular las tasas de actividad sísmica, pues darían lugar a resultados desvirtuados (reducirían el valor de la tasa de terremotos para esa magnitud). Este hecho ocurrirá frecuentemente en las magnitudes bajas, que corresponden a eventos más difíciles de detectar cuando la red sísmica es menos completa y moderna. El caso de magnitudes altas es diferente, pues la ausencia de un número suficiente de eventos registrados e incluidos en el catálogo (en toda su extensión temporal), impide especificar los años de referencia sobre una base sólida. Esto se debe a que el **Periodo de Observación del Catálogo [POC]** puede ser menor que el periodo de recurrencia de los terremotos de esas magnitudes altas.

En la Figura 3.2 se presenta un ejemplo de un esquema con los años de referencias $AR(m)$ asociados a distintos rangos de magnitudes, donde se aprecia, a modo de ejemplo, que solo hasta una magnitud 7.0 es posible establecer dicho año y, para sismos mayores a esta magnitud, el año de referencia es anterior al **Año Origen del Catálogo [AOC]**.

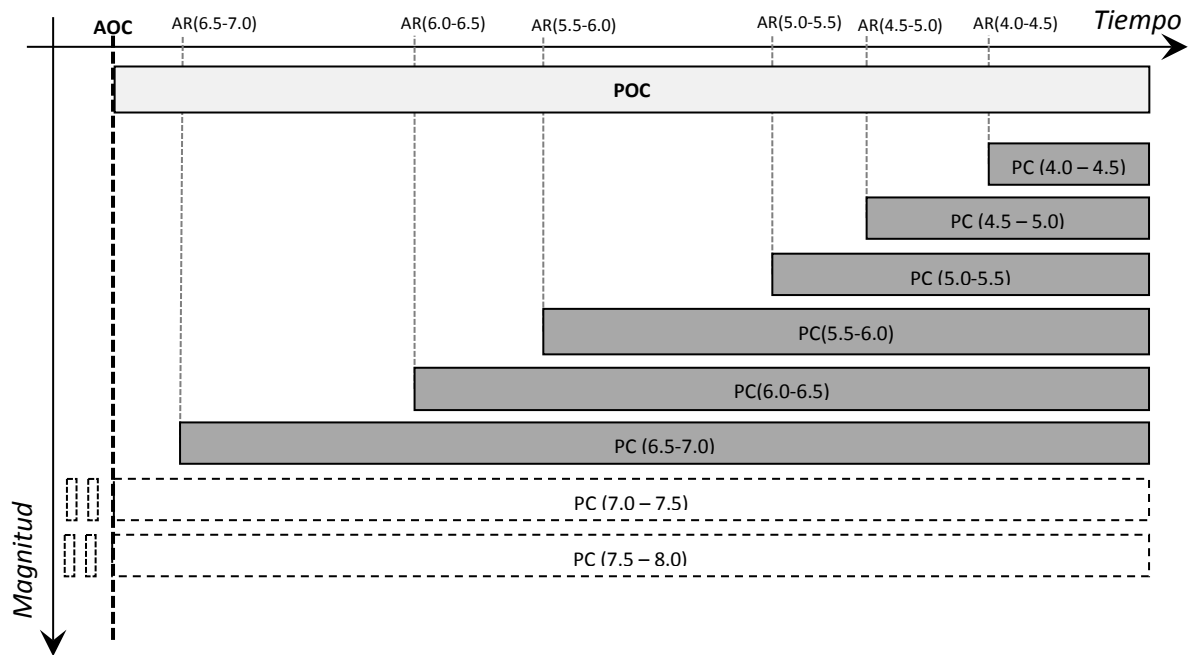


Figura 3.2. Esquema de un análisis de completitud, donde se observa cuáles son los rangos de magnitud que han sido registrados completamente. $AR(m)$ =Año de Referencia (para un rango de magnitud); AOC = Año origen del catálogo, POC = Periodo de observación del catálogo, $PC(m)$ = Periodo de Completitud (para un rango de magnitud)

A la magnitud máxima del catálogo, cuyo $PC(m)$ está incluido en el POC , se la denominará **Magnitud Máxima de Completitud (MMC)**, y dicho valor establecerá la magnitud máxima que puede suponerse que ha sido registrada de forma completa en el catálogo durante el POC (en el esquema de la Figura 3.2 sería la magnitud 7.0).

Eso significa que, aunque en la región existan fuentes sísmicas que puedan generar sismos de una magnitud superior a la MMC , en el análisis y en el reparto de momento sísmico de la región entre fuentes tipo zona y fuentes tipo falla, no podemos contemplar el momento sísmico asociado a esos sismos de $M > MMC$, ya que no han sido observados en periodos completos y, por lo tanto, no se podrá determinar la tasa de ocurrencia de dichos sismos. Posteriormente, para definir el potencial sísmico de las fuentes (zonas y fallas) en la estimación final de peligrosidad, sí serán incluidas esas magnitudes mayores a MMC .

Del mismo modo, se establecerá una **Magnitud mínima de completitud M_{min}** , por debajo de la cual no se contemplará el potencial sísmico de las fuentes. Esa magnitud mínima vendrá fijada por la magnitud mínima del catálogo sísmico y por la magnitud mínima que se considera puede tener repercusión en un cálculo de peligrosidad. Normalmente toma valores entre 3.5 y 5.0, dependiendo de la actividad sísmica de la región y del alcance del estudio.

De esta manera, quedan fijadas las condiciones en las que se hará el reparto de momento sísmico de la región, acotada por una magnitud mínima de cálculo M_{min} y una magnitud máxima de completitud, MMC .

En la Figura 3.3 se presenta un esquema en el que se muestra el reparto de potencial sísmico registrado en zonas y fallas, teniendo en cuenta la restricción de magnitudes asumida.

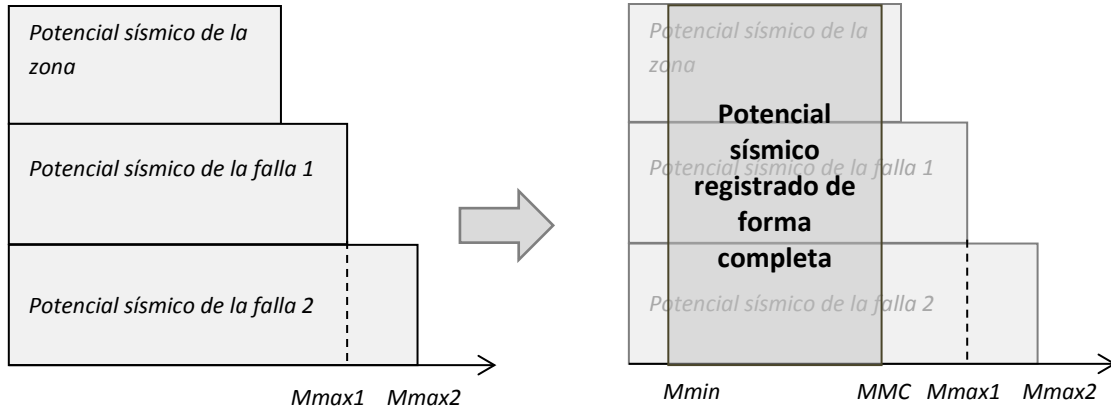


Figura 3.3. Esquema el que se muestra el reparto de potencial sísmico de una región compuesta por una zona y dos fallas capaces de generar sismos de magnitud máxima diferentes (M_{max1} y M_{max2}). (Izq.) Potencial sísmico total teórico en la región, distinguiendo las fallas de la zona. (Dcha.) Potencial sísmico registrado de forma completa en la región (gris oscuro), que como puede verse en la figura, no comprende el potencial sísmico real (gris claro).

3.2.4 TASA DE MOMENTO SÍSMICO DE LA REGIÓN ASOCIADO AL INTERVALO DE MAGNITUDES REGISTRADAS DE FORMA COMPLETA (M_{min}, MMC)

Una vez identificados los límites de magnitud (M_{min} , MMC) y los años de referencia $AR(m)$ de cada magnitud, el siguiente paso será calcular los periodos de completitud $PC(m)$, es decir, los años durante los cuales se han detectado todos los sismos que han ocurrido en la región de una cierta magnitud. Este periodo se obtiene restando al año del último registro considerado en el catálogo (común a todas las magnitudes) el año de referencia (de esa magnitud) $AR(m)$.

$$PC(m) = \text{Último año del catálogo} - AR(m) \quad [3.1]$$

Si se cuenta el número de sismos registrados de esa magnitud durante su periodo de completitud $n(m)$ y se divide entre el número de años comprendidos en dicho periodo $PC(m)$, se obtiene la tasa anual de sismos registrados de una magnitud dada $\dot{n}(m)$:

$$\dot{n}(m) = \frac{n(m)}{PC(m)} \quad [3.2]$$

Si la magnitud de los sismos viene expresada en Magnitud momento M_w , por medio de la expresión [2.26] (Hanks y Kanamori 1979), se puede conocer el **momento sísmico $Mo(m)$** que se libera en cada terremoto de magnitud m . Si este valor se multiplica por la tasa de sismos de esa magnitud, se obtiene la **tasa de momento sísmico $\dot{Mo}(m)$** liberada en la región para dicha magnitud m .

$$\dot{Mo}(m) = \dot{n}(m) \cdot Mo(m) \quad [3.3]$$

Si se suman todas las tasas de momento sísmico correspondientes a todas las magnitudes comprendidas entre los límites de magnitudes fijados (M_{min} , MMC), se obtiene la tasa de momento sísmico total que se libera en la región en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa.

$$\dot{M}_{o_{región}} = \sum_{M_{min}}^{MMC} \dot{Mo}(m) = \sum_{M_{min}}^{MMC} \dot{n}(m) \cdot Mo(m) \quad [3.4]$$

3.2.5 TASA DE MOMENTO SÍSMICO DE LA FALLA EN EL INTERVALO DE MAGNITUDES REGISTRADAS DE FORMA COMPLETA (M_{min} , MMC)

Se supondrá que la forma de liberar energía de las fallas es por medio de sismos de distinta magnitud, para lo cual se hará uso de modelos de recurrencia tipo GR. La tasa de momento sísmico de la falla se puede determinar a partir de la tasa de deslizamiento (*slip rate*), el módulo de rigidez y el área de plano de falla, utilizando la expresión [2.27] (Brune 1968) tal y como se indicó en el capítulo anterior. Esta tasa, representa la acumulación de momento sísmico anual en la falla, que será liberada por sismos desde una magnitud próxima a 0 hasta la magnitud máxima que puede generar la falla ($M_{max\ falla}$).

El objetivo, en este caso, es identificar qué porcentaje de tasa de momento sísmico de la falla se libera en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC) (Figura 3.4). Así se puede establecer qué porcentaje de tasa de momento sísmico de la región puede ser asociado a la falla dentro de dichos límites.

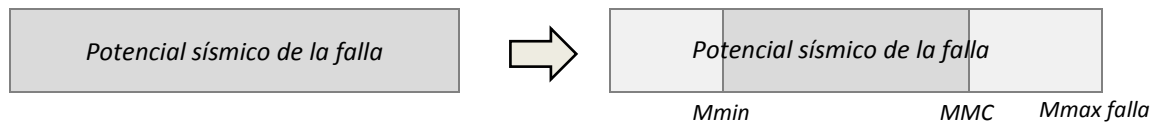


Figura 3.4. Reparto del potencial sísmico de la falla en función de la magnitud.

Para ello, es necesario asociar a la falla un modelo de recurrencia, tal y como se mostró en el Capítulo anterior, utilizando la tasa de momento sísmico acumulado de la falla y asignando un valor de β inicial, que posteriormente será ajustado según detalla la metodología expuesta más abajo, por medio de la ecuación de Anderson (1979). En este caso, se supondrá que la falla puede romper en sismos cada 0.1 grado de magnitud. Si se supone que la falla se comporta según el modelo de recurrencia GR-modificado, se empleará la ecuación [2.36]; en caso de usar otro modelo, deberá desarrollarse la ecuación correspondiente (ejemplo en Anexo 1).

El modelo de recurrencia que se asigne a las fallas condicionará el reparto de tasa de momento sísmico resultante, ya que cada modelo de recurrencia considera una distribución de tasa de sismicidad por magnitud diferente. En la Figura 3.5 se muestra un ejemplo de tres modelos de recurrencia distintos, junto con la distribución de tasa de momento por magnitud según cada modelo. Si las líneas discontinuas marcan el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC), puede verse cómo dependiendo de cada modelo, la tasa acumulada de sismos de la magnitud mínima ($\dot{N}_{min}$) y la distribución de tasa de momento sísmico con la magnitud $\dot{M}_o(m)$ varía con el modelo de recurrencia.

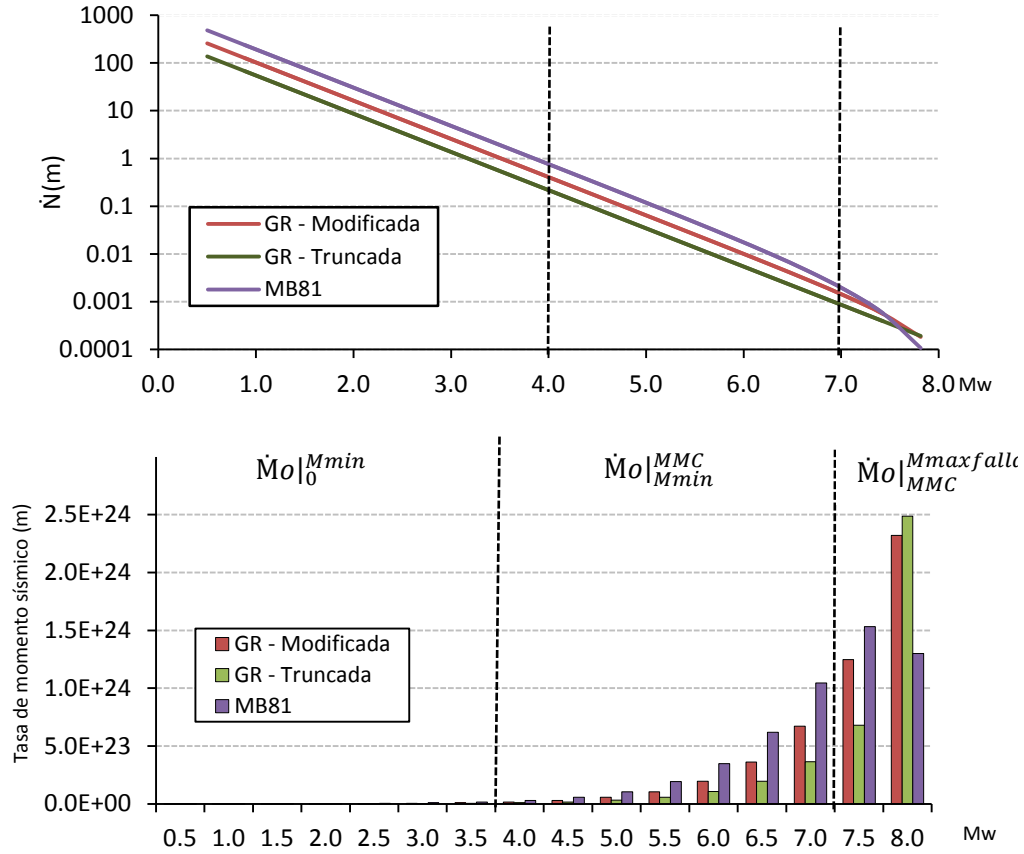


Figura 3.5. Tasa acumulada de sismos (arriba) y tasa de momento sísmico (abajo) por magnitud asociada a distintos modelos de recurrencia. En el ejemplo se considera una falla con $M_{max}=8.0$ y tasa de deslizamiento de 2 mm/año. Los modelos representados son: GR-modificada, GR-truncada y el modelo propuesto por Main y Burton (1981) (MB81).

La tasa de momento sísmico total de la falla $\dot{M}_{falla}$, será igual a la suma de la tasa de momento sísmico liberada en los distintos intervalos de magnitud que se pueden considerar en la misma. Si $\dot{M}_0^{M_{min}}$ representa la tasa de momento liberada en el intervalo de magnitudes muy bajas (por debajo del umbral de detectabilidad de la red y de la magnitud umbral de interés para estudios de peligrosidad sísmica M_{min}), $\dot{M}_0^{MMC}$ representa la tasa de momento liberada por la falla en el intervalo comprendido entre M_{min} y la magnitud máxima de completitud MMC (tasa de momento sísmico que se quiere conocer en esta metodología), y $\dot{M}_0^{M_{maxfalla}}$ representa la tasa de momento liberada por la falla en el intervalo comprendido entre MMC y la magnitud máxima esperada en la falla (condicionada por el tamaño de la falla y probablemente no contenida en el registro sísmico), entonces se tiene:

$$\dot{M}_{falla} = \dot{M}_0^{M_{min}} + \dot{M}_0^{MMC} + \dot{M}_0^{M_{maxfalla}} \quad [3.5]$$

Siendo la tasa en el intervalo intermedio igual a:

$$\dot{M}_0^{MMC} = \int_{M_{min}}^{MMC} \dot{n}(m) \cdot Mo(m) \quad [3.6]$$

3.2.6 REPARTO DE POTENCIAL SÍSMICO ENTRE LAS FUENTES

El reparto de potencial sísmico se basa en dos expresiones fundamentales en esta metodología. En ambas, se considera el reparto de tasa de momento y de tasa acumulada de terremotos únicamente dentro del intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC), pues como ya se lleva diciendo desde un comienzo, es donde se puede presuponer que el catálogo sísmico es completo.

La tasa de momento sísmico liberada por los terremotos que ocurren en una región es igual a la suma de la tasa de momento liberada por los terremotos que se producen en todas las fallas de esa región (modeladas de forma independiente) más la tasa de momento liberada por los terremotos que ocurren en la zona y no se pueden asignar a ninguna falla:

$$\dot{M}_{o_{región}}|_{M_{min}}^{MMC} = \dot{M}_{o_{zona}}|_{M_{min}}^{MMC} + \sum \dot{M}_{o_{falla}}|_{M_{min}}^{MMC} \quad [3.7]$$

De forma análoga, la tasa acumulada de terremotos que se producen en una región es igual a la suma las tasas acumuladas de terremotos que se producen en todas las fallas de esa región (modeladas de forma independiente) más la tasa acumulada de terremotos que ocurren en la zona y no se pueden relacionar con ninguna falla:

$$\dot{N}_{min_{región}}|_{M_{min}}^{Mmc} = \dot{N}_{min_{zona}}|_{M_{min}}^{Mmc} + \sum \dot{N}_{min_{falla}}|_{M_{min}}^{Mmc} \quad [3.8]$$

Ambas expresiones se restringen a los intervalos de magnitud antes fijados (M_{min} , MMC) y permiten conservar la tasa de momento sísmico [3.7] y la tasa de sismicidad [3.8] en la región, repartiéndola entre la zona y la falla o fallas que hay en ella, donde $\dot{N}_{min}$ representa la tasa acumulada total de sismos entre estos límites.

La tasa de momento sísmico de la región $\dot{M}_{o_{región}}|_{M_{min}}^{MMC}$ es conocida (se obtuvo en el Apartado 3.2.4) y la tasa de momento sísmico de las fallas $\dot{M}_{o_{falla}}|_{M_{min}}^{MMC}$ también es conocida (se obtuvo en el Apartado 3.2.5) y depende del modelo de recurrencia asociado a la falla y del valor de β inicial considerado, por lo que con la expresión [3.7] es posible conocer la tasa de momento sísmico que debe ser asociada a la zona $\dot{M}_{o_{zona}}|_{M_{min}}^{MMC}$.

$$\dot{M}_{o_{zona}}|_{M_{min}}^{MMC} = \dot{M}_{o_{región}}|_{M_{min}}^{MMC} - \sum \dot{M}_{o_{falla}}|_{M_{min}}^{MMC} \quad [3.9]$$

Asignando a la zona un modelo de recurrencia, tal y como se ha hecho con la falla, se puede conocer la tasa de sismicidad de la zona.

La tasa de sismicidad, previa asignación de un modelo de recurrencia determinado, puede expresarse en función de la tasa de momento sísmico y la β del modelo (véase expresión [2.36]). De este modo, es posible ver la expresión [3.8] como la suma de una función f relacionada con la zona y una función g relacionada con la falla:

$$\dot{N}_{min_{región}}|_{M_{min}}^{MMC} = f(\dot{M}_{o_{zona}}, \beta_{zona})|_{M_{min}}^{MMC} + \sum g(\dot{M}_{o_{falla}}, \beta_{falla})|_{M_{min}}^{MMC} \quad [3.10]$$

Dada la ecuación [3.9], se puede observar que la tasa de momento sísmico de la zona depende de la tasa de momento sísmico regional y de las fallas contenidas en la región. Puesto que la tasa de momento sísmico de la falla depende a su vez de la β que define su modelo de recurrencia, la tasa

de momento sísmico de la zona también dependerá de la β de la falla. En la siguiente ecuación se exponen estas relaciones de dependencia:

$$\dot{N}_{min_{región}}|_{Mmin}^{MMC} = h(\dot{M}_{ofalla}(\beta_{falla}), \beta_{zona})|_{Mmin}^{MMC} + \sum g(\dot{M}_{ofalla}(\beta_{falla}), \beta_{falla})|_{Mmin}^{MMC} \quad [3.11]$$

Donde el equilibrio del modelo depende de las pendientes de los modelos de recurrencia de la zona y las fallas.

Si se fija una de ellas, por ejemplo la β de la zona a partir de la sismicidad, la β de las fallas se obtendría directamente con la ecuación [3.11], puesto que para desarrollar la metodología se ha partido de un valor de β -fallas inicial. Este valor se ajustaría para cumplir el equilibrio de todo el modelo fijado con la ecuación [3.11].

En esta tesis se ha optado por tomar un mismo valor de β para todas las fallas de una misma región por simplificar los cálculos. No obstante, se podría aplicar la metodología considerando diferentes valores de β para cada falla, siempre que se mantuviera el balance en las tasas de momento sísmico expresado en la ecuación [3.7] y se dispusiera de datos complementarios para apoyar esta alternativa.

3.3 VALOR DE LA PENDIENTE DE LOS MODELOS DE RECURRENCIA.

Los valores de las pendientes de los modelos de recurrencia asociados a las fuentes (valores de b o β), indican la proporción entre sismos grandes y pequeños. En los casos de modelos de recurrencia deducidos de la sismicidad, el valor de b queda ajustado a la muestra de datos, pero en los casos en los que el modelo de recurrencia es deducido a partir de la tasa de momento sísmico, este valor queda abierto a otros factores.

Frankel et al. (1996) asignan a las fallas del Oeste de EEUU un valor de b obtenido con la sismicidad de toda la región de estudio, dejando como valor de la zona el ajustado por medio de la sismicidad contenida en ella.

Bungum (2007) anota la posibilidad de asignar valores de b basados en la experiencia, apuntando a que, normalmente, los valores b para fuentes tipo área son valores alrededor de 1 y que el valor de b asignado a la recurrencia de fallas es a menudo (pero no necesariamente) inferior. Una razón para asignar un valor menor a la b de la falla puede estar vinculada al concepto de “terremotos característicos”, que se apoya tanto en la teoría como en la observación de muchas fallas (Swan et al. 1980; Papageorgiou y Aki 1983), pero también es cuestionada (Grant 1996; Bakun et al. 2005).

A diferencia de las anteriores, la metodología propuesta aquí, establece una relación entre las b de la zona y las fallas, permitiendo de este modo fijar una de ellas y calcular la otra a partir de la primera.

El valor de b asociado a las fallas y a la zona determina el equilibrio del modelo, ya que la tasa de momento sísmico de las fallas asociada al rango de observación completo varía con el valor de la b del modelo de recurrencia de la falla. Así, en la Figura 3.6 se muestra cómo varía la distribución de tasas de momento sísmico asociadas a un modelo de recurrencia (GR-modificado) en función del valor de b . En este caso, puede observarse que el valor de $b = 1.5$ marca un cambio en la tendencia de las contribuciones por magnitud. Hay dos factores que actúan de manera opuesta y que repercuten en el cambio de tendencia: la tasa anual de ocurrencia de terremotos (mucho mayor para magnitudes bajas que altas) y la tasa de momento sísmico (mucho mayor en magnitudes elevadas). Para valores de b mayores a 1.5, las contribuciones a la tasa de momento sísmico en función de la magnitud son mayores en las magnitudes bajas. Esto es debido a que al aumentar la pendiente, el número de sismos pequeños frente a los grandes aumenta y aunque la tasa de momento sísmico crece con la magnitud, en este caso predomina el alto número de sismos pequeños. Para una b menor que 1.5, las contribuciones de los sismos de magnitudes grandes son más importantes y se aprecia la tendencia opuesta al caso anterior.

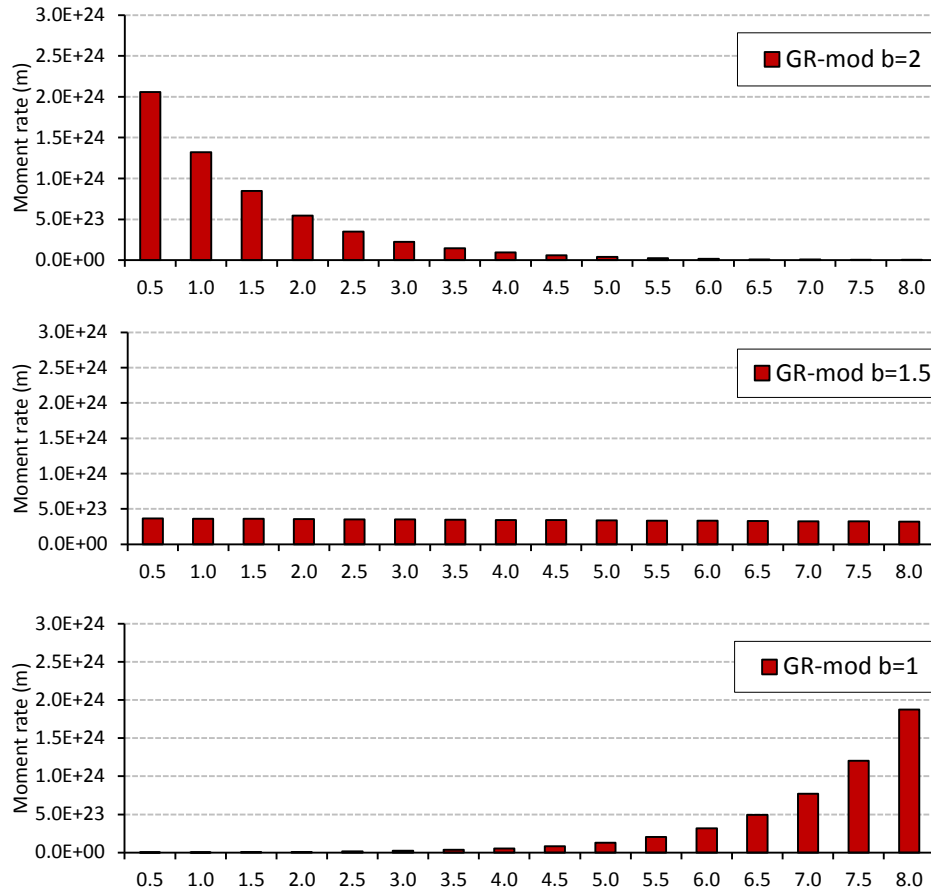


Figura 3.6. Ejemplo de la Influencia del valor de b en la distribución de tasas de momento sísmico en función de la magnitud en el modelado de recurrencia. El modelo de recurrencia usado en las gráficas es GR-modificado.

En esta tesis se recomienda fijar la b asociada a la zona, que puede ser estimada por medio de la sismicidad de la zona en cuestión, y calcular el valor de la b de la falla que permita cumplir la expresión [3.11].

3.4 ERROR ASOCIADO A LA TASA DE MOMENTO SÍSMICO.

Una de las características de la metodología planteada es su fuerte dependencia con la estimación de la tasa de momento sísmico a partir de la sismicidad, en este caso, de la sismicidad registrada en la región en el periodo completo.

En este sentido, se ha considerado importante confeccionar unas tablas de incertidumbres asociadas a dicho parámetro dependientes de la muestra sísmica de partida, siendo las características de más relevancia el número de registros, el rango de magnitudes que abarca y la proporción de sismos de distinta magnitud (parámetro b).

Para ello, se ha generado una colección de catálogos sintéticos, que simulan registros sísmicos tipo asociados al modelo de recurrencia de Gutenberg-Richter – modificado. La tasa de sismicidad se ha tenido en cuenta por medio del número de sismos asociados a los diferentes catálogos sintéticos, estableciendo intervalos desde 20 a 200 sismos. Se han considerado tres rangos de magnitud diferentes (4.0 – 5.0, 4.0 – 6.0 y 4.0 – 7.0) y cuatro valores de b (0.5, 1.0, 1.5 y 2.0).

La forma de proceder ha sido la siguiente:

1. Se han generado 2000 catálogos sintéticos para cada combinación número de sismos - rango de magnitud - valor de b (2000 catálogos x8 números de sismos x3 rangos de magnitud x4 valores de b = 192000 supuestos en total).
2. Se han calculado las tasas de sismicidad simple de cada magnitud para cada catálogo sintético.
3. Se han calculado las tasas de momento sísmico asociadas a cada magnitud.
4. Se han sumado las tasas de momento y se ha obtenido una tasa de momento sísmico total para cada catálogo sintético.
5. Por cada combinación se ha calculado la media y sigma de cada tasa de momento sísmico total.

En la Tabla 3.1 se muestra el valor del **coeficiente de variación COV** (σ/μ) asociado a cada una de las combinaciones. Como puede observarse, a mayor número de registros en la muestra y menor rango de magnitud, menor será la incertidumbre asociada a la tasa de momento sísmico calculada. El parámetro b actúa de una forma diferente, registrando las mayores incertidumbres para valores de b entre 1.0 y 1.5.

Tabla 3.1. Tabla de coeficiente *COV* asociado a la tasa de momento sísmico obtenida por medio de catálogos sintéticos generados a partir de todos los supuestos considerados.

Núm. de reg.	M(4.0 - 5.0)				M(4.0 - 6.0)				M(4.0 - 7.0)			
	b				b				b			
	0.5	1.0	1.5	2.0	0.5	1.0	1.5	2.0	0.5	1.0	1.5	2.0
200	0.00	0.09	0.10	0.09	0.19	0.30	0.39	0.31	0.36	1.00	1.17	0.43
180	0.09	0.10	0.10	0.09	0.20	0.29	0.33	0.28	0.35	0.87	1.21	0.42
140	0.10	0.11	0.11	0.10	0.21	0.31	0.33	0.25	0.39	0.92	1.17	0.31
120	0.11	0.13	0.13	0.13	0.25	0.40	0.47	0.34	0.49	1.12	0.87	0.36
100	0.11	0.13	0.13	0.12	0.25	0.39	0.50	0.36	0.48	1.16	1.15	0.43
60	0.16	0.15	0.17	0.15	0.32	0.47	0.57	0.40	0.58	1.37	1.12	0.44
40	0.18	0.20	0.21	0.21	0.39	0.64	0.79	0.59	0.71	1.73	1.40	0.62
20	0.27	0.31	0.33	0.32	0.61	0.91	1.18	0.79	1.08	2.60	2.21	0.91

3.5 APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA EN LA ESTIMACIÓN PROBABILISTA DE LA PELIGROSIDAD.

Una vez establecidos los modelos de recurrencia de las fallas y zonas que pueden afectar a un emplazamiento determinado y asignando un modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo en la región fuente-emplazamiento, se tienen todos los elementos necesarios para resolver la integral de la peligrosidad según el planteamiento probabilista. La peligrosidad se evalúa entonces como la probabilidad de, al menos una superación de un valor umbral del parámetro de movimiento en el emplazamiento, debido a la actividad de todas las fuentes sísmica (zonas y fallas) que rodean al mismo y que pueden contribuir al movimiento esperado.

La forma funcional de la integral de la peligrosidad debida al conjunto de fuentes sísmicas, tal y como se explicó en la introducción de esta tesis, representa la probabilidad anual de excedencia de un cierto nivel de movimiento condicionada a la distribución de tres variables: magnitud, distancia fuente-emplazamiento y épsilon (Véase Apartado 1.2 del Capítulo de Introducción).

Estas tres variables se integran por medio de las funciones de densidad de probabilidad asociadas a las mismas y son truncadas para unos valores mínimos y máximos.

Donde, para una fuente i cualquiera, la probabilidad anual de excedencia de un cierto nivel de movimiento quedaría definida como:

$$P_i(y > Y) = \int_{Mmin}^{Mmax} \int_{Rmin}^{Rmax} \int_{\epsilon min}^{\epsilon max} P_i(y > Y|m, r, \epsilon) \cdot f_{Mi}(m) \cdot f_{Ri}(r) \cdot f_{\epsilon}(\epsilon) dm dr d\epsilon \quad [3.12]$$

Si se considera un modelo temporal de ocurrencia de terremotos en la fuente i de tipo poissoniano (la probabilidad de ocurrencia de un evento en un tiempo t y en un espacio p es independiente del tiempo y espacio del último evento), entonces la probabilidad anual de excedencia de Y es equivalente a la tasa anual de excedencia de Y . Basta multiplicar la probabilidad de excedencia de Y dada por la ecuación [3.12] por la tasa anual de ocurrencia de sismos en la fuente i para obtener la tasa anual de excedencia de Y debida a la fuente i , denotada por $\lambda_i [y > Y]$. Entendiendo por tasa anual de ocurrencia la tasa anual acumulada de que sucedan sismos de una magnitud igual o superior a una mínima dada ($\dot{N}min$), la expresión [3.12] queda del siguiente modo:

$$\lambda_i(y > Y) = \dot{N}min_i \cdot P_i(y > Y) = \dot{N}min_i \int_{Mmin}^{Mmax} \int_{Rmin}^{Rmax} \int_{\epsilon min}^{\epsilon max} P_i(y > Y|m, r, \epsilon) \cdot f_{Mi}(m) \cdot f_{Ri}(r) \cdot f_{\epsilon}(\epsilon) dm dr d\epsilon \quad [3.13]$$

Si se considera que la probabilidad de excedencia de Y es función de las variables m , r y ε únicamente, entonces $P_i(y > Y|m, r, \varepsilon)$ sólo puede tomar los valores uno o cero para cada terna de valores (m, r, ε) . Cuando se produce excedencia del movimiento, es decir, los valores de las variables m , r y ε usados para evaluar el movimiento y son tales que $y > Y$, la probabilidad de excedencia (condicionada a las otras variables) vale uno. En caso de que no se produzca excedencia, la probabilidad condicionada toma el valor cero. Matemáticamente, esta duplicidad de valores que puede tomar $P_i(y > Y|m, r, \varepsilon)$ se expresa mediante la función de Heaviside o función escalón $H(\ln y - \ln Y)$.

Así pues, la ecuación [3.13] puede ser expresada de la forma:

$$\lambda_i(y > Y) = N \min_i \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \int_{\varepsilon_{\min}}^{\varepsilon_{\max}} H_i(\ln y - \ln Y) \cdot f_{Mi}(m) \cdot f_{Ri}(r) \cdot f_{\varepsilon}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \quad [3.14]$$

El la ecuación [3.14], se obtiene la tasa anual de excedencia de un determinado nivel de movimiento debido a una única fuente. Para obtener la tasa de excedencia considerando todas las fuentes sísmicas intervinientes en el cálculo, la tasa de excedencia total vendrá dada como el sumatorio de las tasas de excedencia debidas a fuentes particulares:

$$\lambda_{TOTAL}(y > Y) = \sum_i^n \lambda_i(y > Y) \quad [3.15]$$

En este caso, será la suma de las tasas anuales de excedencia debido a las fuentes tipo zona y tipo falla:

$$\lambda_{TOTAL}(y > Y) = \sum_i^n \lambda_i(y > Y)|_{Zona} + \sum_i^m \lambda_i(y > Y)|_{Falla} \quad [3.16]$$

En esta metodología, aunque se ha establecido una magnitud máxima de completitud MMC para establecer el reparto entre las tasas de momento sísmico y sismicidad de las fallas y zonas de la región observada, en la estimación de la peligrosidad sísmica las fuentes se incluirán en el cálculo de forma completa, es decir, estableciendo los límites de integración en magnitud de la falla entre la magnitud mínima de cálculo y la magnitud máxima esperada en la misma y en el caso de las zonas, entre la magnitud mínima de cálculo y la magnitud máxima que se considere posible en la zona. La expresión [3.16] queda definida como:

$$\begin{aligned} \lambda_{TOTAL}(y > Y) &= \sum_{Zona\ i}^{Zona\ n} N \min_i \int_{M_{\min}}^{M_{\max}Zona} \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \int_{\varepsilon_{\min}}^{\varepsilon_{\max}} H_i(\ln y - \ln Y) \cdot f_{MiZona}(m) \cdot f_{Ri}(r) \\ &\quad \cdot f_{\varepsilon}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \\ &+ \sum_{Falla\ i}^{Falla\ m} N \min_i \int_{M_{\min}}^{M_{\max}Falla} \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \int_{\varepsilon_{\min}}^{\varepsilon_{\max}} H_i(\ln y - \ln Y) \cdot f_{MiFalla}(m) \cdot f_{Ri}(r) \\ &\quad \cdot f_{\varepsilon}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \end{aligned} \quad [3.17]$$

Siendo n y m el número de zonas y fallas respectivamente intervinientes en el cálculo y $M_{\max}Zona$ y $M_{\max}Falla$ valores diferentes para cada fuente.

La función de densidad de probabilidad en épsilon $f_{\varepsilon}(\varepsilon)$ no depende del potencial sísmico o geometría de la fuente. Describe la probabilidad de que se supere un determinado nivel de movimiento, dada una magnitud y una distancia determinada, por lo que está relacionado con el

modelo de predicción de movimiento y el número de σ que se consideran sobre el valor medio μ para cada m y r .

La función de densidad de probabilidad en distancia $f_{Ri}(r)$, para el caso de las zonas, está determinada por la geometría de éstas, refiriéndose a la probabilidad de que ocurra un evento en un punto de la zona frente al espacio completo que ocupa la misma. En el caso de las fallas, esta función determina la probabilidad de que se produzca un evento dentro del plano de falla frente al tamaño completo de dicho plano de falla.

La función de densidad de probabilidad en magnitudes $f_{Mi}(m)$ si estará condicionada por el tipo de fuente sísmica. Esta dependerá de los parámetros de sismicidad estimados para cada fuente, β y $Nmin$ (siendo los límites de aplicación $Mmin$ y $Mmax$ de la fuente) y el modelo de recurrencia seleccionado para cada una de ellas.

La forma de la función de densidad dependerá del modelo de recurrencia seleccionado. En el Apartado 2.1.2 del Capítulo Estado del Arte se desarrollaron las expresiones de las funciones de densidad de probabilidad asociadas a la recta de GR-modificada y GR-Truncada, quedando del siguiente modo:

$$\text{GR-truncada: } f(m) = \beta e^{-\beta(m-Mmin)} + e^{-\beta(Mmax-Mmin)} \cdot \delta(m - Mmax) \quad [3.18]$$

$$\text{GR-modificada: } f(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-Mmin)}}{(1 - e^{-\beta(Mmax-Mmin)})} \quad [3.19]$$

El tipo de modelo de recurrencia asociado a cada zona y falla puede ser diferente en esta metodología, por lo que la forma de la función puede variar de unas fuentes a otras.

Una vez determinadas las funciones de densidad de probabilidad asociadas a cada variable y cada fuente, es posible resolver la ecuación. Esta resolución se realiza de forma numérica. Para ello se convierte la triple integral en un sumatorio triple extendido entre los límites mínimo y máximo de variación de cada variable en cada fuente y los diferenciales por incrementos finitos, y se evalúan las funciones de densidad de probabilidad en los puntos centrales de las correspondientes celdas en las que se descomponga la integral:

$$\begin{aligned} \lambda_{TOTAL}(y > Y) &= \sum_{\substack{\text{Zona } n \\ \text{Zona } i \\ \text{Falla } m}} Nmin_i H_i(\ln y - \ln Y) \sum_{Mmin}^{MmaxZona\ i} \sum_{Rmin}^{Rmax} \sum_{\epsilon min}^{\epsilon max} f_{Mi}(m_{med}) \cdot f_{Ri}(r_{med}) \cdot f_{\epsilon}(\epsilon_{med}) \Delta m \Delta r \Delta \epsilon \\ &+ \sum_{\substack{\text{Falla } i \\ \text{Falla } m}} Nmin_i H_i(\ln y - \ln Y) \sum_{Mmin}^{MmaxFalla\ i} \sum_{Rmin}^{Rmax} \sum_{\epsilon min}^{\epsilon max} f_{Mi}(m_{med}) \cdot f_{Ri}(r_{med}) \cdot f_{\epsilon}(\epsilon_{med}) \Delta m \Delta r \Delta \epsilon \end{aligned} \quad [3.20]$$

dónde se ha asumido que:

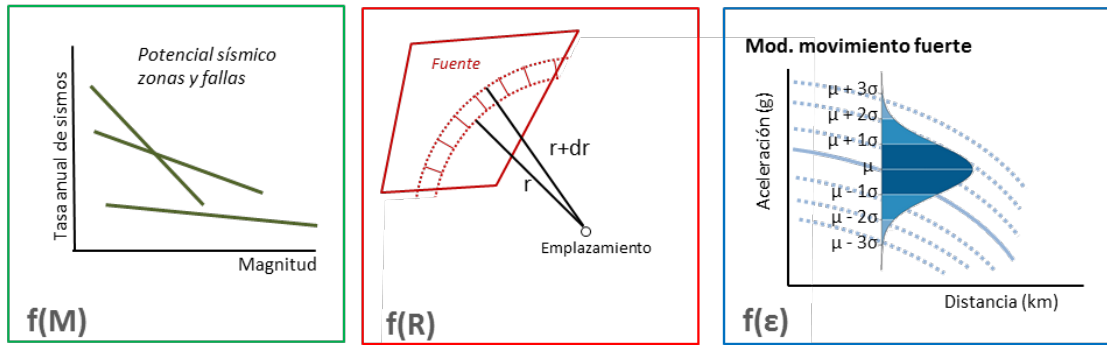
$$\int_{X1}^{X2} f(x) dx \cong f(x_{med}) \Delta x, \text{ siendo } x = m, r \text{ o } \epsilon \quad [3.21]$$

x_{med} representa el valor de x en el punto central del intervalo $(X1, X2)$.

En ocasiones, se utilizará la palabra celda para designar los intervalos Δx en los que se evalúa una determinada función. La anchura del intervalo Δx adoptado en esta aproximación puede llegar a tener gran importancia en el cálculo directo de la peligrosidad.

Para esta metodología, en el caso del intervalo relacionado con la magnitud Δm , éste debe coincidir con el intervalo usado en los modelos de recurrencia para hacer el reparto de la tasa de momento sísmico ($\Delta m=0.1$). De otro modo, se modificaría la tasa de momento sísmico asociado a cada fuente y, por lo tanto, el equilibrio del sistema de fuentes sísmicas.

Para finalizar, en la Figura 3.7 se presenta un esquema de lo que representan las funciones de densidad de probabilidad de cada variable.



$$\lambda_{TOTAL}(y > Y) = \sum_i^n Nmin_i H_i (\ln y - \ln Y) \sum_{Mmin}^{Mmax} \sum_{Rmin}^{Rmax} \sum_{\epsilon min}^{\epsilon max} f_{Mi}(m_{med}) \cdot f_{Ri}(r_{med}) \cdot f_{\epsilon}(\epsilon_{med}) \Delta m \Delta r \Delta \epsilon$$

Figura 3.7. Funciones de densidad de probabilidad de las tres variables de peligrosidad: magnitud, distancia y épsilon.

En el capítulo siguiente se presentará una aplicación de la metodología propuesta, donde se ilustrarán los aspectos prácticos de la misma.

3.6 GLOSARIO DE TÉRMINOS

- **Tasa de sismos $\dot{n}(m)$.** Número de sismos al año que se producen de una cierta magnitud en un área determinada. Se mide en 1/año.
- **Tasa acumulada de sismos $\dot{N}(m)$.** Número de sismos al año que se producen de una cierta magnitud o superior en un área determinada. Se mide en 1/año.
- **Parámetro b .** Determina la proporción de sismos grandes frente a los pequeños en un modelo de recurrencia tipo GR o similar.
- **Parámetro β .** Parámetro relacionado con el valor b de la forma: $\beta=b \cdot \ln(10)$
- **Momento sísmico M_o .** Parámetro escalar que cuantifica el tamaño de un sismo en función del módulo de rigidez del medio, el modulo del vector deslizamiento y el área de ruptura. Se mide en N·m o dyn·cm.
- **Tasa de deslizamiento $\dot{u}$. *slip rate*.** Parámetro que cuantifica el movimiento relativo anual de los bloques que componen una falla. Se mide en mm/año.
- **Tasa de momento sísmico $\dot{M}_o$. *momento rate*.** Parámetro escalar que cuantifica el momento sísmico que se está acumulando en una falla al año. Se mide en dyn·cm/año o N·m/año.
- **Año de Referencia $AR(m)$.** Año a partir del cual se considera que una magnitud del catálogo ha sido observada de forma completa. Varía con la magnitud.
- **Periodo de Completitud $PC(m)$.** Periodo de tiempo en el que se considera que una magnitud del catálogo ha sido observada de forma completa. Varía con la magnitud. Se mide en años.
- **Periodo de Observación del Catálogo POC .** Periodo temporal de observación que cubre el catálogo de registros sísmicos. Se mide en años.
- **Año Origen del Catálogo AOC .** Año del primer registro del catálogo sísmico.
- **Magnitud Máxima de Completitud MMC .** Magnitud máxima del catálogo que puede suponerse ha sido registrada de forma completa en el catálogo durante el Periodo de Observación del mismo POC .

- **Magnitud mínima de completitud M_{min} .** Magnitud por debajo de la cual no se contemplará el potencial sísmico de las fuentes. Esa magnitud mínima vendrá fijada por la magnitud mínima del catálogo sísmico y por la magnitud mínima que se considera puede tener repercusión en un cálculo de peligrosidad.
- **Coeficiente de variación COV .** Coeficiente estadístico adimensional que permite cuantificar la bondad de un parámetro estadístico en función de su desviación estándar y media. Se calcula como σ / media .

Parte 2. Aplicación al sur de España

Capítulo 4

PLANTEAMIENTO, CONTEXTO Y DATOS DE ENTRADA

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se llevará a cabo un cálculo completo de peligrosidad sísmica, con el objetivo de implementar la metodología desarrollada y comparar sus resultados con los de la metodología clásica zonificada. De esta manera se podrá comprobar, en un caso real, cómo afecta la inclusión de las fallas como fuentes independientes en las estimaciones probabilistas de la peligrosidad sísmica.

Los pasos que se seguirán para el cálculo serán los siguientes:

- Preparación de los datos de entrada:
 - Confección del catálogo sísmico de proyecto, incluyendo incertidumbres en el parámetro de tamaño, homogeneizando dicho parámetro a magnitud momento, depurando el catálogo de réplicas y premonitores y analizando la completitud del mismo.
 - Confección del catálogo de fallas activas, incluyendo todas las fallas activas del sureste de España de las que se dispone de información suficiente como para ser modelizadas de forma independiente (BD QAFI).
 - Confección del catálogo de zonificaciones del proyecto, incluyendo un repaso de todas las zonificaciones desarrolladas para el área de estudio y seleccionando las más adecuadas para esta aplicación.
- Modelización de la fuente sísmica:
 - Con la metodología híbrida propuesta (MHP) en esta tesis. Para ello, primero se estiman las tasas de momento sísmico registradas en las regiones por medio del catálogo sísmico, incluyendo la incertidumbre asociada a las magnitudes momento M_w del catálogo de terremotos por medio de una función de distribución triangular. Seguidamente, se establece el reparto de tasas de momento sísmico regional entre las zonas y fallas, en los rangos de magnitud observados de forma completa, y estimando los parámetros de sismicidad de todas las fuentes intervinientes hasta su potencial máximo.
 - Con la metodología clásica zonificada (MCZ), estableciendo los parámetros de sismicidad (tasas y beta) a partir del catálogo sísmico, incorporando la incertidumbre asociada a la magnitud por medio de procesos de Montecarlo y asignando una distribución de magnitudes máximas de cada zona con la información tectónica y sísmica catalogada.

- Asignación de un modelo de movimiento fuerte (GMPEs, del inglés *Ground Motion Prediction Equations*) para estimar las aceleraciones esperadas en la zona de estudio, analizando modelos propuestos en la literatura que se pueden adaptar a dicha zona y a las particularidades de la metodología híbrida (GMPEs que permitan incorporar un gran número de variables relacionadas con la fuente sísmica y modelizar así el efecto de proximidad a la fuente).
- Realización de los diversos cálculos de peligrosidad con las dos metodologías y estimación de las aceleraciones esperadas en términos de PGA y de aceleraciones espectrales, todas para diferentes periodos de retorno.
- Análisis de sensibilidad de los resultados de peligrosidad a las diferentes modelizaciones de la fuente, de forma general en la región de estudio y de forma particular en algunas ciudades importantes.
- Análisis de los resultados de peligrosidad con la MHP en algunas ciudades con fallas próximas, identificando las curvas de peligrosidad que proporcionan las distintas fuentes intervinientes y realizando una desagregación de la peligrosidad en magnitud, distancia y ϵ para identificar los sismos de control.
- Estimación de la peligrosidad sísmica con la MHP para una falla concreta de la zona, empleando un modelo dependiente del tiempo y analizando la variación del movimiento en función del momento del ciclo sísmico de la falla en el que se estime la peligrosidad.

4.2 ZONA DE APLICACIÓN

La aplicación que se plantea tendrá como zona de estudio el sur de España. El motivo por el cual se ha utilizado esta región es porque corresponde a una zona de sismicidad moderada con fallas “lentas” (es decir, con una tasa de deslizamiento inferior a 0.1 mm/año) y, por lo tanto, adecuadas para aplicar la metodología desarrollada. Al mismo tiempo, los estudios sobre tectónica local y paleosismicidad que se han desarrollado en la zona hasta la fecha permiten que se disponga de la información suficiente para poder modelizar un gran número de fallas como unidades independientes en el cálculo de la peligrosidad.

La zona de aplicación se encuentra contenida dentro de la denominada subplaca Ibérica (Srivastava et al. 1990). Concretamente, el sureste de la Península está en una zona de convergencia continental entre la placa africana y la placa euroasiática, con una tasa aproximada de movimiento relativo de 5 mm/año en dirección NNW-SSE (Figura 4.1). A la convergencia continental, se le suma una zona de extensión E-W en el mar de Alborán que algunos autores asocian con algún tipo de proceso de subducción o de delaminación litosférica que no está claramente definido (Serpelloni et al. 2007; Bufo et al. 2011; Stich et al. 2010).

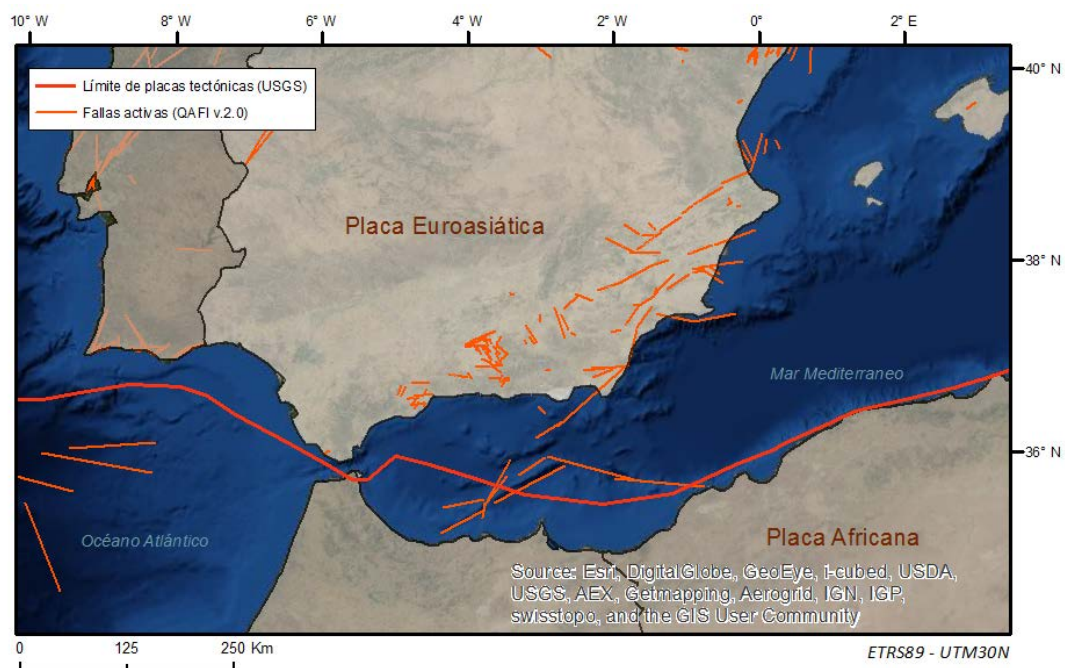


Figura 4.1. Mapa de región de estudio, cordillera Bética, con la batimetría, el límite entre placas (USGS) y las fallas activas (QAFI).

La zona de aplicación representa un área de gran tamaño en la que se reparte la deformación asociada al contacto de placas, provocando una sismicidad que se distribuye difusamente en un área relativamente extensa alrededor del contacto. De este modo, la sismicidad presenta características poco homogéneas a lo largo de toda la región, poniendo de manifiesto su complejidad sismotectónica.

Estas diferencias se manifiestan en las distribuciones en profundidad, en magnitud, en tasas de sismicidad y en el mecanismo focal de los correspondientes terremotos de la zona. La gran mayoría de los sismos son de foco superficial ($h < 30$ km), asociados a fallamientos de corteza. A grandes rasgos, el mecanismo focal de los terremotos superficiales de la zona muestra fallas normales en el sur de España y mar de Alborán (Bufo y Udías 2003), destacando los sistemas de fallas situados en la zona Granada-Málaga, compuesto por fallas de tamaño medio pero muy concentradas en un área limitada. También cabe distinguir el límite oriental del dominio de Alborán, donde predominan los mecanismos de desgarre con cierta componente inversa en algunos casos. Ello se debe a la zona de cizalla (Béticas-Alborán) que, siguiendo la costa SE, cruza el mar hasta el margen de Marruecos. Ésta zona tiene una intensa actividad sísmica (Stich et al., 2010) e incluye las fallas de Carboneras, Alhama de Murcia, Carrascoy y Bajo Segura.

Una particularidad de la zona es la ocurrencia de algunos terremotos muy profundos (600-670 km) en una franja que va desde la provincia de Granada (sur de Dúrcal) hasta el Mar de Alborán (Molina 1998, Bufo et al. 2011). La procedencia de estos sismos puede estar asociada al proceso de subducción o delaminación litosférica sin definir, citado anteriormente.

Desde el punto de vista de la peligrosidad y el riesgo sísmico, tiene una gran trascendencia la sismicidad correspondiente a la época preinstrumental, por haber sucedido en ella terremotos muy destructivos (Martínez Solares 2003). Cabe citar, entre otros, los terremotos de Carmona 1504, Málaga 1680, Torreveja 1829 o Arenas del Rey 1884. Este último, se considera el último terremoto altamente destructor registrado en España, con más de 750 víctimas mortales (IGN 1980). En la Figura 4.2 se muestra la localización y tamaño de los 30 sismos con mayor intensidad asignada en la región.

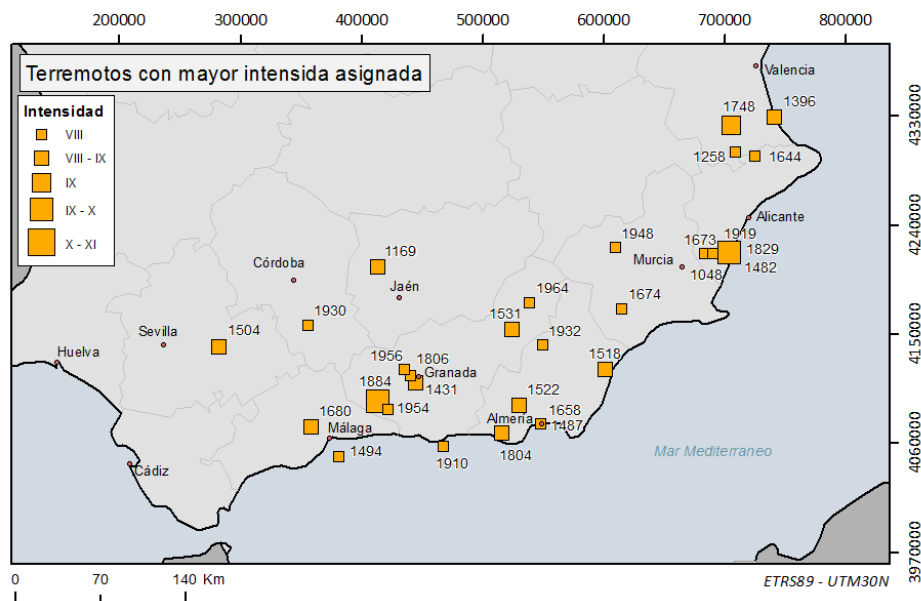


Figura 4.2. Terremotos con intensidad mayor o igual de VIII catalogados en la zona de estudio, según IGN (www.ign.es)

Desde el comienzo de la época instrumental, se ha ido mejorando sucesivamente el nivel de detectabilidad y la precisión de la localización de los terremotos, debido a los avances en instrumentación y al incremento de cobertura de las redes sísmicas. De los sismos ocurridos en la zona, que han sido registrados con instrumentos sísmicos, cabe mencionar, entre otros terremotos de importancia, los terremotos de Jarandilla (Alicante) 1919, Alcaudete y Linares (Jaén) 1951, Armilla y Purchil (Granada) 1955 y 1956, Montilla (Córdoba) 1930, Cehegín y Lorca (Murcia) 1948 y 2011 (Figura 4.3).

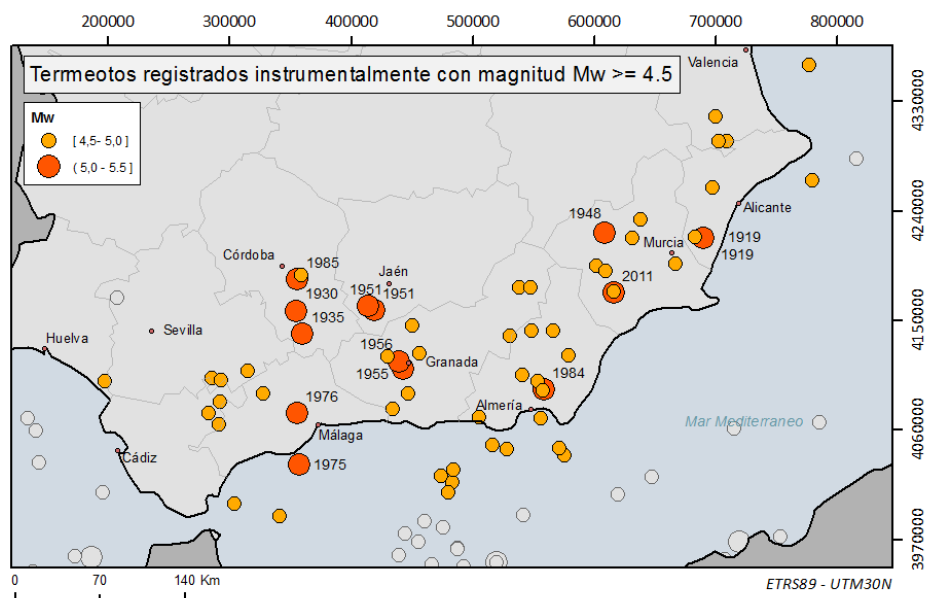


Figura 4.3. Terremotos registrados instrumentalmente con una magnitud M_w mayor o igual a 4.5, según el catálogo de proyecto elaborado para este estudio.

4.3 DATOS DE ENTRADA

4.3.1 CATÁLOGO SÍSMICO

En primer lugar, se ha configurado un catálogo sísmico que ha servido a su vez para el desarrollo del proyecto: *Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012* (Grupo de trabajo UPM-IGN, 2013). Este catálogo sísmico ha sido el registro sísmico base para el estudio que se describe a continuación, así como para el cálculo de peligrosidad sísmica de todo el territorio nacional en el que se basará la nueva edición de la norma sismorresistente Española. En la confección del mismo se han introducido algunas aportaciones referentes al control y propagación de incertidumbres asociadas al parámetro de tamaño, así como a la homogenización y depuración del mismo, incorporando de este modo, avances hacia una mejor estimación de la peligrosidad sísmica, aun cuando el método empleado sea el clásico probabilista.

4.3.1.1 FUENTES DE INFORMACIÓN

Para la elaboración del catálogo sísmico de proyecto se ha partido del catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Este catálogo fue completado y mejorado con otros catálogos de instituciones oficiales españolas, como el Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC) y el Instituto Andaluz de Geofísica (IAG). Así mismo, se incluyeron los resultados de diversas publicaciones en los que se estimaba específicamente el tamaño de algunos terremotos históricos. Además de los catálogos disponibles *online*, se manejaron las siguientes fuentes:

- Magnitudes momento publicadas por el IAG desde 1984 a 2008 de varios sismos peninsulares (Stich et al. 2003; 2010).
- Intensidades de terremotos de Cataluña (Susagna y Goula 1999).
- Magnitudes momento publicadas en Martínez Solares y Mezcua (2002) y Mezcua et al. (2004), derivadas de la aplicación del método de Bakun y Wentworth (1997), para terremotos históricos y preinstrumentales.
- Revisión de terremotos del Norte de África, catálogos de Marruecos y Argelia (Peláez et al 2007; Hamdache et al. 2010).
- Revisión de otros terremotos por otras agencias internacionales (ISC, NEIC; Sisfrance)
- Revisión de terremotos con información de trabajos específicos:
 - Terremotos con epicentro en Cataluña, siglos XIV y XV (Olivera et al. 2006).
 - Terremoto de Lisboa de 1755 (Martínez-Solares 2001; Johnston 1996c).
 - Terremoto de Argel de 1856 (Harbi et al. 2010).
 - Terremoto de Benavente (Portugal) de 1909 (Stich et al. 2005).
 - Terremoto de Adra de 1910 (Stich et al. 2003).

- Terremoto de Montilla de 1930 (Batlló et al. 2010).
- Terremotos de Jaén de 1951 (Batlló et al. 2008).
- Terremoto de 15/3/1964 (Udías y López-Arroyo 1970; Pondrelli 1999).
- Terremoto del 28/2/1969, (López-Arroyo y Udías 1972; Fukao 1973).

4.3.1.2 FILTROS APLICADOS AL CATÁLOGO

El catálogo original ha sido sometido a una serie de filtros para delimitar aquellos sismos potencialmente peligrosos para la zona de estudio.

Se ha establecido un límite geográfico entre los paralelos 34 y 45 Norte y los meridianos 13 Oeste y 6 Este. Del mismo modo se han excluido los sismos de profundidad igual o mayor que 65 km, por ser pocos y aislados y considerar que presentan pequeña influencia en la peligrosidad sísmica, dada su profundidad.

En lo referente al tamaño, se han eliminado los sismos de intensidad menor a III-IV y de magnitud menor a 3.0, por ser considerados potencialmente no peligrosos.

El intervalo temporal del catálogo abarca desde el año 1045 hasta julio de 2011 (ambos inclusive).

4.3.1.3 HOMOGENEIZACIÓN

La gran escala temporal del catálogo sísmico, unida a los diferentes tipos de instrumentación usados en España, hacen que dicho catálogo esté compuesto por una diversidad notable de parámetros de tamaño. El objetivo de este apartado es homogeneizar dicho parámetro para así disponer de una escala única de medida. El parámetro elegido para ello es la magnitud momento M_w (Hanks y Kanamori 1979). Una de las ventajas de usar esta escala de magnitud es que no se satura para movimientos sísmicos elevados (como por ejemplo ocurría con la magnitud de ondas internas basadas en la amplitud de dichas ondas). Además, tiene una relación directa con la energía liberada en la fuente sísmica, pues deriva del momento sísmico escalar M_0 , lo que hace que especialmente adecuada para la metodología propuesta. Por otra parte, la mayoría de los modelos de movimiento fuerte desarrollados en la actualidad (GMPE's) se formulan en función de M_w . Todo ello hace que la magnitud momento sea el parámetro de tamaño más idóneo para esta aplicación.

4.3.1.3.1 Parámetros de tamaño originales

Los parámetros de tamaño originales de los eventos en el catálogo sísmico de partida son:

- Intensidad epicentral, empleada como descriptor del tamaño, esencialmente para los sismos ocurridos en época histórica, cuando no se disponía de instrumentación. Este parámetro se ha mantenido como complemento a la escala de magnitud durante todo el registro temporal.
- Magnitud duración mD . Esta escala fue utilizada desde 1924 hasta 1962, periodo que coincide con la instalación de los primeros instrumentos de registro. Se basa en la duración del registro, según las fórmulas publicadas en Mezcua y Martínez-Solares (1983).

- Magnitud $Mblg(MMS)$. Esta escala fue empleada desde 1962 hasta 1998 y las correspondientes formulas se basan en la relación entre la razón A/T (amplitud/periodo, en general correspondiente al máximo del tren de ondas S) y la distancia. (Mezcua y Martínez-Solares 1983).
- Magnitud $mb(VC)$. Esta escala se implementó en 1998 y se ha mantenido hasta la actualidad. Las fórmulas que emplea son las publicadas por Veith y Clawson (1972) para la magnitud de ondas internas m_b .
- Magnitud $Mblg(L)$. Esta escala de magnitud se incorpora al catálogo en marzo de 2002 y continúa utilizándose en la actualidad, junto con la magnitud $mb(VC)$. Hace uso de la fórmula propuesta por López 2008, la cual depende de la razón A/T (amplitud/periodo de la amplitud máxima de la fase Lg) y de la distancia hipocentral.
- Magnitud momento Mw . La magnitud momento se emplea en el IGN desde 2002, para los sismos de magnitud $Mblg(L)$ mayor o igual a 3.5. Dicho cálculo se lleva a cabo mediante el método de Dreger y Helmberger (1993) adaptado para la Red Sísmica Nacional (RSN) por Rueda y Mezcua (2005).

4.3.1.3.2 Incertidumbres asociadas a los parámetros de tamaño

Dada la heterogeneidad en la medida del tamaño de los terremotos en el catálogo, se plantea la necesidad de cuantificar de algún modo la incertidumbre debida al uso de diferentes escalas a la hora de asignar un mismo parámetro de tamaño a todos los sismos. Para ello, se lleva a cabo una asignación de incertidumbres, mediante juicio de experto, atendiendo a la naturaleza de los parámetros de tamaño originales y a la época del registro (ver Tabla 4.1). El criterio general seguido consiste en asignar menor incertidumbre a las medidas cuanto más recientes sean, en consonancia con las fechas de ampliación o modernización de la red sísmica. La mayor incertidumbre se asigna a los datos más antiguos, especialmente los derivados a partir de la intensidad macrosísmica. En este caso, la incertidumbre asociada a la intensidad original se relaciona con el parámetro de calidad de dicha estimación, según el trabajo de Martínez-Solares y Mezcua (2002).

Las incertidumbres en el parámetro original se tienen en cuenta en las correlaciones desarrolladas para la conversión de los parámetros de tamaño a magnitud momento, en la magnitud momento final y la incertidumbre asociada a ella y en la depuración del catálogo de réplicas y premonitores. De esta forma, la Mw final asignada a los registros conlleva la incertidumbre propia del parámetro de entrada y de la correlación empleada.

Tabla 4.1.- Incertidumbres asignadas los parámetros de tamaño originales

Parámetro origen	Parámetro de calidad	Incertidumbre asignada
I_o -IGN	A, B, C	$\sigma=0.5$ (A); $\sigma=1.0$ (B); $\sigma=1.5$ (C)
I_o marinos -IGN	A, B, C	$\sigma(I_o-IGN) + 0.5$
I_o -ICC	1,2	$\sigma=0.5$ (1); $\sigma=1.0$ (2)
m_D (MMS83)		$\sigma=0.4$
m_{bLg} (MMS)		$\sigma=0.3$ (<1985); $\sigma=0.2$ (>1985)
m_b (VC)		$\sigma=0.2$
m_{bLg} (L)		$\sigma=0.2$
Mw		$\sigma=0.1$

4.3.1.3.3 Correlación entre escalas

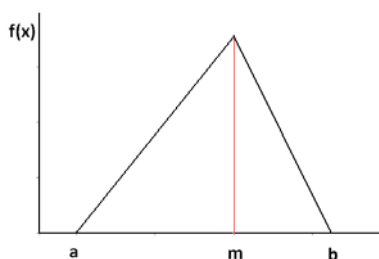
Tras estudiar los diferentes parámetros de tamaño del catálogo se hace necesario desarrollar cuatro correlaciones entre éstos y la magnitud M_w : $Io - M_w$, $Mblg(MMS) - M_w$, $mb(VC) - M_w$, $Mblg(L) - M_w$. La mD , se convierte a magnitud $Mblg(MMS)$ por medio de la correlación propuesta en Mezcua y Martínez Solares (1983).

El método de regresión empleado en las cuatro correlaciones fue el método RMA (regresión de 'eje mayor reducido'), expuesto por Isoe et al. (1990) para regresiones en las que existe independencia de los datos a ajustar y, por lo tanto, en las que se realiza un tratamiento simétrico de las variables. En la regresión RMA se busca ajustar la recta que minimiza la suma de los productos de los residuos vertical y horizontal de cada punto a la forma funcional ajustada, en este caso una recta. Las ecuaciones completas usadas para obtener las regresiones se presentan en el Anexo 2.

Para poder estudiar la covarianza entre los parámetros a y b de las rectas de regresión y establecer las correlaciones definitivas entre las distintas escalas de medida de tamaño de los terremotos del catálogo, se aplica el método de Montecarlo (MC). Este método permite variar las magnitudes de la muestra de acuerdo a las incertidumbres establecidas para cada tipo de magnitud y, al mismo tiempo, asignar un valor de covarianza empírica a los parámetros de la recta.

Las incertidumbres de los parámetros de tamaño originales (Tabla 4.1) fueron cuantificadas en base a juicio de experto, lo que hace que dichas incertidumbres estén más relacionadas con el error máximo asociado a ellas que con una desviación estándar. Este tipo de incertidumbres se encuadran en el tipo B, según la Guía para la Expresión de la Incertidumbre de Medida (ISO/IEC 98:1993). Ésta guía recomienda establecer a priori la función de distribución de probabilidad más apropiada para estas incertidumbres, identificando la adecuación de usar la distribución triangular para los casos en los que se quiera considerar que los valores situados dentro de la distribución, pero cerca de los límites, son menos probables que los situados en el centro del intervalo.

En este caso, la variable aleatoria sigue una función de distribución de la forma que se presenta en la Figura 4.4.



$$f(x) = \begin{cases} \frac{2}{(b-a)(m-a)}(x-a) & a \leq x \leq m \\ \frac{2}{(b-a)(b-m)}(b-x) & m \leq x \leq b \\ 0 & \text{en el resto} \end{cases}$$

donde m es la moda y a y b los extremos de la distribución.

Figura 4.4. Gráfica con la función de distribución triangular aplicada en el estudio para contemplar la incertidumbre de la magnitud.

Esta distribución ha sido aplicada incluyendo en a y b el redondeo de la discretización de la magnitud de ± 0.05 . De este modo, las magnitudes de los extremos llevan asociada una probabilidad muy pequeña, pero distinta de 0.

El número de simulaciones que se utilizarán en Montecarlo (MC) será de 5000, lo que nos permitirá fijar los dos primeros decimales de los parámetros de la recta. Una vez generadas las muestras, se calcularán los parámetros por el método RMA utilizando las fórmulas expuestas en el Anexo 2. Finalmente, se considerarán como parámetros y varianzas la media de los mismos y se calculará la covarianza de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\sigma_{ab} = \sum_{k=1}^m (a_k - \bar{a}) \cdot (b_k - \bar{b}) \quad [4.1]$$

Las correlaciones obtenidas con este método se presentan en la Figura 4.5, junto al rango de magnitud en cada caso y tamaño de la muestra.

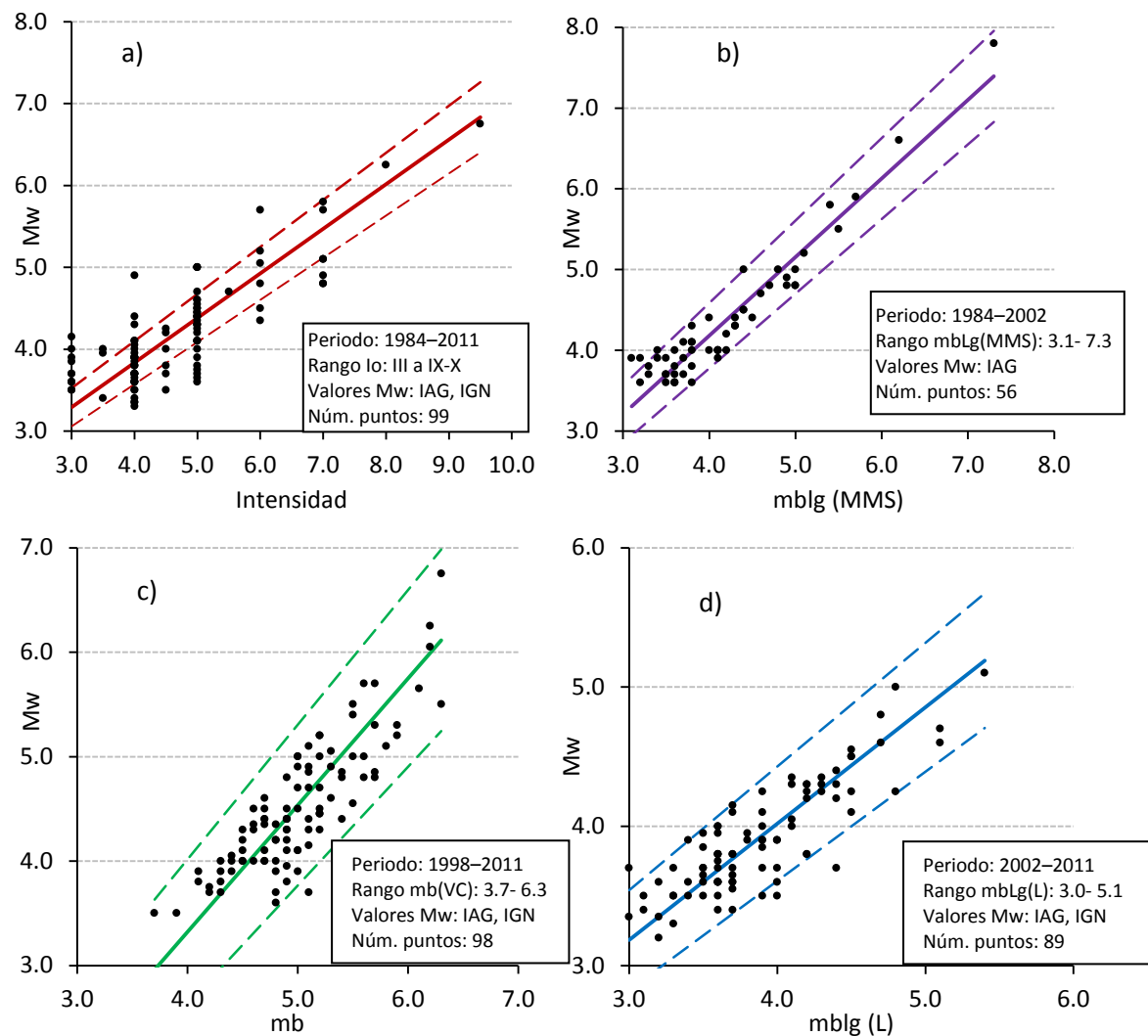


Figura 4.5. Correlaciones entre escalas de tamaño: a) correlación entre I_o – M_w , b) $M_{blg}(MMS)$ – M_w , c) $m_b(VC)$ – M_w , d) $M_{blg}(L)$ – M_w .

Las ecuaciones de correlación resultantes, con los valores de sigma asociados a sus parámetros (a y b), se presentan en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2. Correlaciones obtenidas (regresiones RMA)

$y=a+bx$	σ_a	σ_b	σ_{ab}	rango de aplicación
$M_w = 1.656 + 0.545 I_{\max}$	0.144	0.03	-0.0001	III- (IX-X)
$M_w = 0.290 + 0.973 m_{bLg(MMS)}$	0.208	0.049	-0.0005	3.1-7.3
$M_w = -1.528 + 1.213 m_{b(VC)}$	0.385	0.077	-0.0001	3.7-6.3
$M_w = 0.676 + 0.836 m_{bLg(L)}$	0.202	0.052	-0.0001	3.0-5.1

4.3.1.3.4 Propagación de errores. Incertidumbres en los valores de M_w

La magnitud momento final asignada a los registros del catálogo lleva consigo una incertidumbre que está asociada a la incertidumbre propia del parámetro original y a la incertidumbre de los parámetros de la correlación aplicada para su transformación a magnitud M_w . Teniendo en cuenta que la función resultante es una combinación no lineal y que las incertidumbres no son independientes en el caso de los parámetros a y b del ajuste, la incertidumbre de M_w se deduce de la expresión:

$$\sigma_{Mw} = \sqrt{\left(\frac{\partial Mw}{\partial Mi}\right)^2 \sigma_{Mi}^2 + \left(\frac{\partial Mw}{\partial a}\right)^2 \sigma_a^2 + \left(\frac{\partial Mw}{\partial b}\right)^2 \sigma_b^2 + 2 \frac{\partial Mw}{\partial a} \frac{\partial Mw}{\partial b} \sigma_{ab}} \quad [4.2]$$

Siendo M_w igual a:

$$M_w = a + b \cdot Mi \quad [4.3]$$

Donde:

- M_w , magnitud momento finalmente asignada
- a y b , parámetros de la recta de ajuste
- Mi , valor del parámetro de tamaño origen
- σ_a^2 , σ_b^2 , σ_{Mi}^2 , varianzas de los parámetros
- σ_{ab} , covarianzas de los parámetros de la recta de correlación.

La expresión 4.2 queda entonces del siguiente modo:

$$\sigma_{Mw} = \sqrt{(b)^2 \sigma_{Mi}^2 + (1)^2 \sigma_a^2 + (Mi)^2 \sigma_b^2 + 2 \cdot Mi \cdot \sigma_{ab}} \quad [4.4]$$

Esta última ecuación viene a mostrar que la incertidumbre de la magnitud momento depende no solo de las incertidumbres de los parámetros, sino también del valor de b y del valor del parámetro origen (Mi).

4.3.1.4 DEPURACIÓN DEL CATÁLOGO

Las estimaciones de peligrosidad sísmica basadas en modelos poissonianos asumen que la probabilidad de ocurrencia de terremotos en un periodo de tiempo dado sigue una distribución aleatoria, lo que implica que la sismicidad de una zona es independiente del tiempo y del espacio. Para poder utilizar este tipo de modelos, es necesario que los eventos del catálogo sean independientes unos de otros, y por tanto, es preciso identificar y eliminar

del catálogo la sismicidad dependiente del tiempo, es decir, los terremotos de las series sísmicas que no sean el evento principal, esto es, las réplicas, los premonitores y los enjambres.

Los algoritmos más utilizados para llevar a cabo la identificación de sismos con relación temporal y espacial (para su posterior eliminación) son los propuestos por Gardner y Knopoff (1974) y por Reasenberg (1985). De los dos, el método adoptado en este trabajo es el primero, debido a su mayor solidez y claridad.

En el método de Gardner y Knopoff (1974), se fijan ventanas de extensión temporal y espacial en función de la magnitud del terremoto principal de la serie sísmica. Todos los terremotos de magnitud igual o menor al del principal, y en un rango espacio-temporal determinado, se identifican como dependientes del mismo y son eliminados.

La definición de cada una de estas ventanas está dada por dos funciones logarítmicas, una temporal y otra espacial. Ambas expresiones son independientes y establecen una relación entre el logaritmo del tiempo o espacio y la magnitud del sismo principal:

$$\log(L) = a_1 M + b_1 ; \quad \log(T) = a_2 M + b_2 \quad [4.5]$$

Donde L es la distancia, T es el tiempo, M es la magnitud del terremoto principal (en este estudio se considerará M_w) y a_1 , a_2 , b_1 , y b_2 son constantes numéricas.

En el mismo trabajo, los autores proponen ventanas espacio-temporales a partir de los análisis de réplicas (o *clusters*, en general) de catálogos concretos, considerándose dichas ventanas límites envolventes bajo los cuales puede garantizarse la pertenencia de un evento a la secuencia o agrupamiento correspondiente. En el caso de la curva aplicada a las ventanas temporales, los autores proponen utilizar dos pendientes distintas, siendo la pendiente a partir de magnitud 6.4 mucho menor que para magnitudes menores. En este caso, resulta imposible poder contrastar dicho cambio con muestras reales por falta de registros de esas magnitudes en España. Por ello, se seguirá dicha recomendación.

Estas ventanas espacio-temporales han sido ajustadas a M_w en Peláez et al. (2007), fijando valores para magnitudes M_w entre 3.0 y 8.0 y encontrando una casi equivalencia entre la escala de magnitud usada por los autores. Crespo (2011), haciendo referencia a los anteriores, consideró que las ventanas espacio-temporales propuestas por Peláez et al. (2007) eran apropiadas para la Península Ibérica.

En este trabajo se han analizado dichas ventanas y se ha calibrado el límite inferior de las mismas con series españolas a partir del año 2002, con terremotos principales de M_w próxima a 3.0. Los resultados obtenidos bajan los límites para la ventana espacial de esa magnitud, a una distancia de 10 ó 12 km, en lugar de los 20 km que proponen Peláez et al. (2007) para el norte de África. Las curvas obtenidas tras esta calibración se muestran en la Figura 4.6.

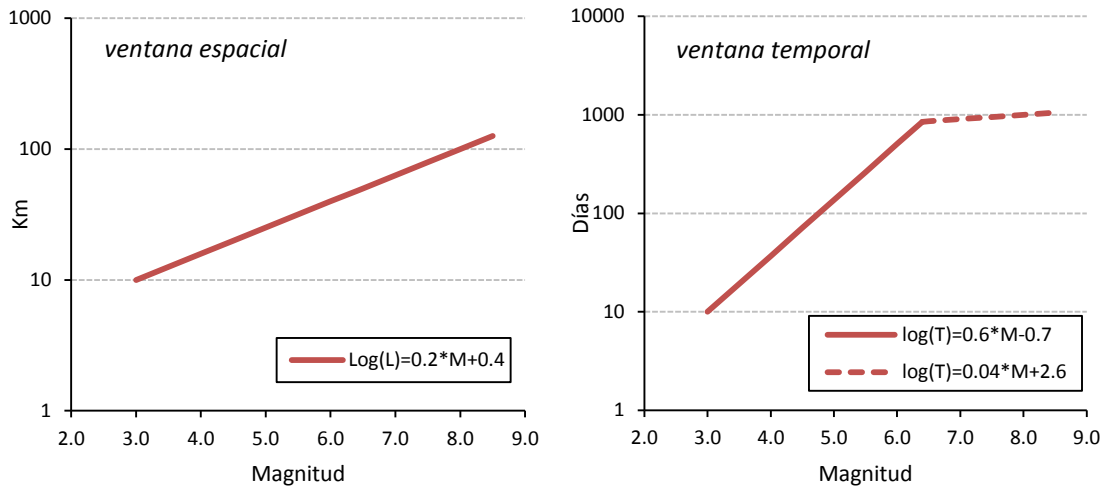


Figura 4.6. Ventanas espacio-temporales aplicadas en el estudio.

Teniendo en cuenta que el método de depuración del catálogo considera diferentes ventanas espacio-temporales en función de la magnitud, y que la magnitud M_w del catálogo de proyecto lleva asociada una incertidumbre, la catalogación final de un terremoto como “evento principal” o “dependiente de otro” dependerá de dicha incertidumbre. Para considerar esta cuestión se ha diseñado un procedimiento basado nuevamente en el método de Montecarlo, operando de la siguiente manera:

- Se considera que la magnitud de cada evento tiene asociada una incertidumbre que responde a una distribución triangular, cuya media y dispersión son los valores obtenidos en la homogeneización.
- Seguidamente se genera un número elevado de catálogos sintéticos de proyecto (1000) con el método de Montecarlo, de forma que la magnitud de cada evento es un valor escogido aleatoriamente de acuerdo con la distribución de magnitudes indicada.
- Para cada uno de estos catálogos, se aplica un algoritmo de identificación de eventos principales y réplicas, y se cuantifica el número de veces que un mismo evento es etiquetado como tal. La calificación de un terremoto como réplica o no, se basa en el algoritmo del programa *Cluster* integrado en el software SEISAN (Havskov y Ottemöller 1999) y readaptado aquí para una mayor operatividad.
- Se calcula la frecuencia con la que cada sismo es catalogado como réplica.
- Se establece un umbral de frecuencia, del 95% de las ejecuciones, por encima del cual se considera definitivamente que el terremoto es una réplica y en ese caso, se etiqueta como tal.

Con el proceso indicado, el 32.4% de los registros resultan ser réplicas o dobles, la mayoría correspondientes a eventos en el rango de magnitudes M_w entre 3.0 y 4.0 y ocurridos en los últimos 30 años. La Figura 4.7 muestra la distribución de magnitudes de estos eventos eliminados por ser considerados dependientes de otros principales.

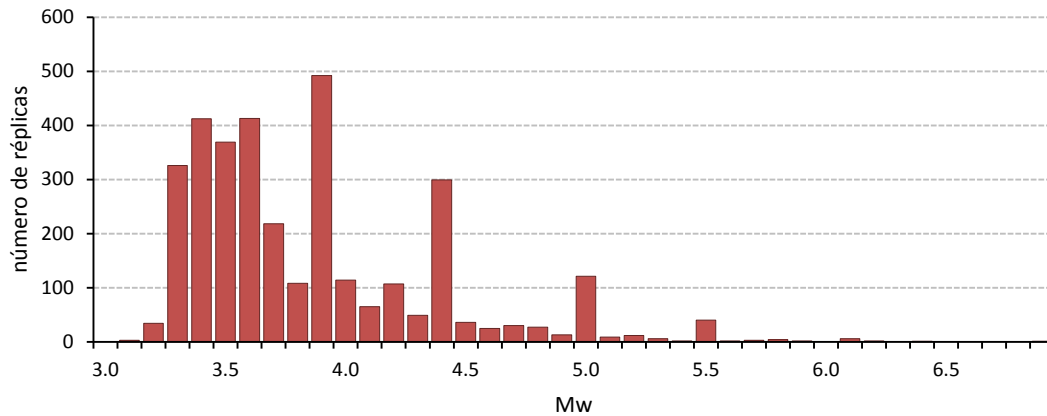


Figura 4.7. Número de réplicas identificadas en función de la magnitud M_w del correspondiente sismo principal en el catálogo del proyecto.

4.3.1.5 ANÁLISIS DE COMPLETITUD

El último paso en la elaboración del catálogo de proyecto es el análisis de completitud. En esta fase, como ya se ha mencionado en el Capítulo 3 (Metodología propuesta), se pretende analizar a partir de qué año es razonable suponer que los sismos de una determinada magnitud han sido registrados completamente (año de referencia $AR(m)$).

Para realizar este análisis, se identificaron diferentes zonas del territorio, cuyos años de referencia pueden variar a causa de diferencias en la cobertura y detectabilidad de la red de registro en la época (como las zonas sísmicas marinas de Azores o de países con menor registro de datos (Marruecos y Argelia)). Una zona que se identificó con periodos de completitud diferentes, fue la zona del sureste de España, por ser una zona con mayor cobertura instrumental y de mayor actividad sísmica dentro del territorio nacional. Por lo tanto, en este estudio se han diferenciado 4 zonas independientes en lo referente a la completitud: Azores, Norte de África, Sureste de España y el resto de zonas.

Los años de referencia se obtuvieron siguiendo la metodología ya mencionada en el Apartado 3.3.1, quedando dichos años recogidos en la Figura 4.8.

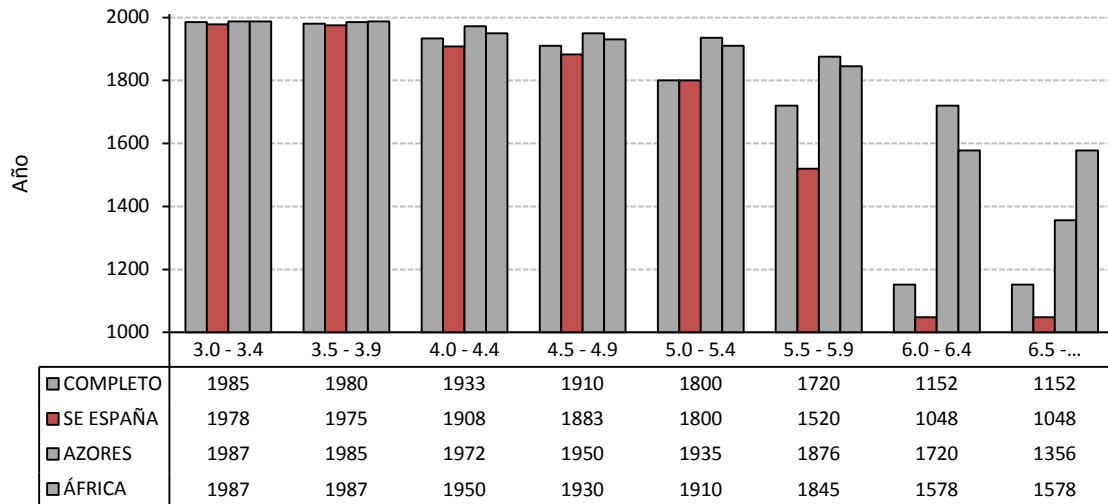


Figura 4.8. Años de referencia $AR(m)$ considerados para las zonas de estudio y en diferentes intervalos de magnitud.

De todas las zonas, la del Sureste de España es la que contempla años de referencia de cierta magnitud $AR(m)$ más alejados del momento actual. Si se analiza con un poco más de detalle esta zona, por ser la zona donde se desarrolla la aplicación de esta tesis, se puede observar que no todos los periodos de completitud han quedado bien observados en el periodo de observación del catálogo *POC* (desde 1048 hasta 2011). En la Figura 4.9 se muestra una gráfica con el número de sismos acumulados en el tiempo, en la que se puede observar como los periodos de completitud $PC(m)$ de sismos de magnitud igual o mayor a 6.0 no están bien definidos, ya que la muestra no es lo suficientemente grande como para poder asegurar que esos periodos hayan quedado completamente incluidos en el periodo de observación del catálogo *POC*. Por este motivo, se establece que la magnitud máxima de completitud MMC es de 5.9.

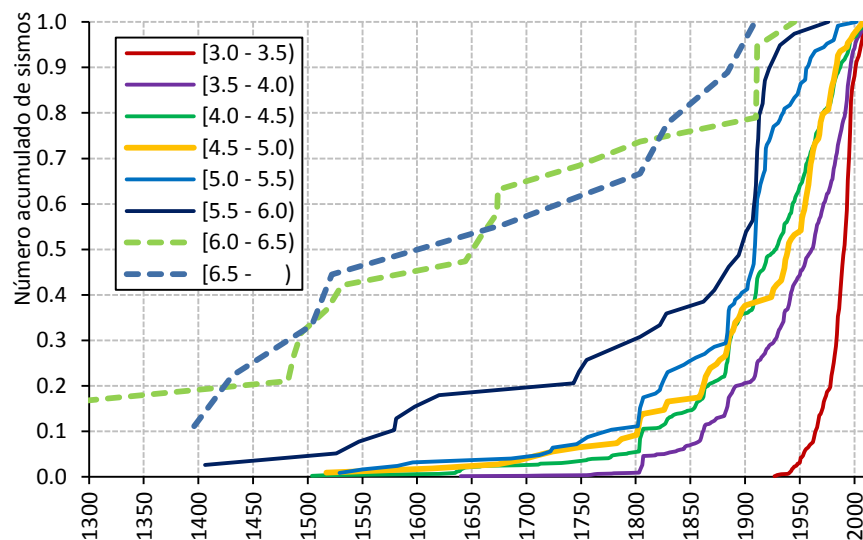


Figura 4.9. Gráfica con el número acumulado de sismos, por rangos de magnitud, en el tiempo.

En la Figura 4.10 se muestran los periodos de completitud $PC(m)$ de los distintos rangos de magnitud en años, donde puede observarse que los periodos de completitud para las mayores magnitudes, $PC(m \geq 6.0)$, no están observados de forma completa. Dicho de otra forma, los correspondientes $PC(m)$ no están incluidos en el POC , algo decisivo a la hora de aplicar la metodología propuesta en esta tesis.

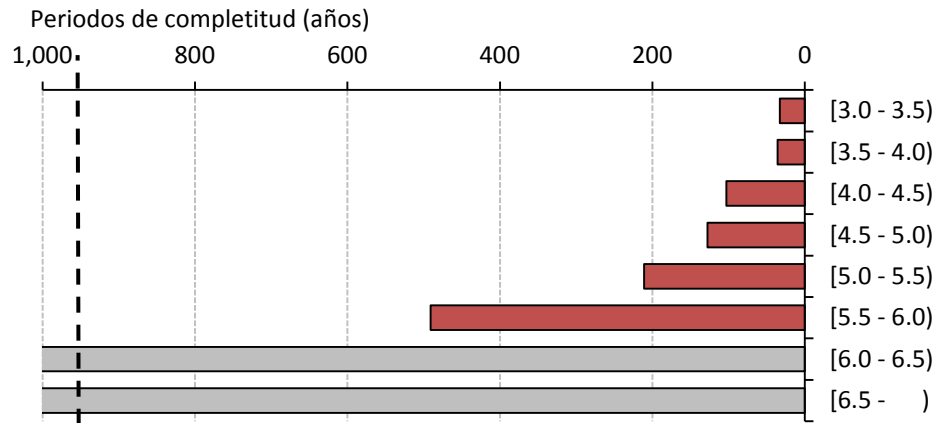


Figura 4.10. Esquema temporal de los periodos de completitud en los rangos de magnitud de 0.5 grados.

4.3.1.6 CATÁLOGO DEL PROYECTO

El catálogo del proyecto final, es un catálogo sísmico homogéneo, depurado de réplicas y premonitores y analizado para fijar los intervalos de completitud dependientes de la magnitud. El mapa de la Figura 4.11 representa los epicentros de los sismos del sureste de España según constan en este catálogo de proyecto.

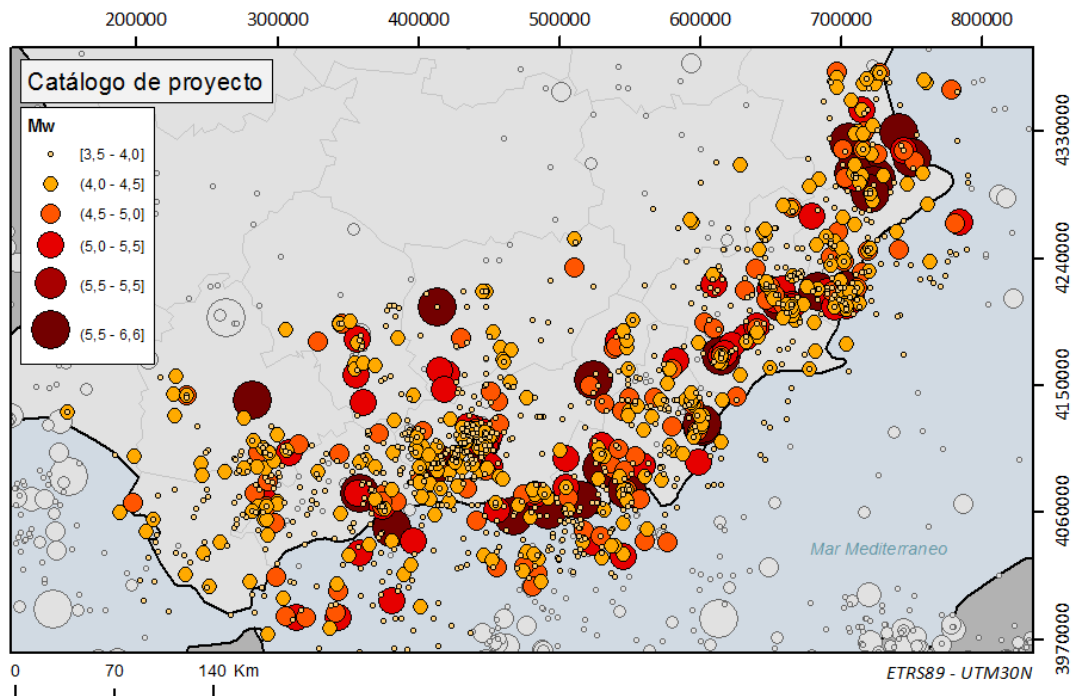


Figura 4.11. Catálogo sísmico del proyecto

Si se aplica un filtro por magnitud, prescindiendo de los sismos de magnitud inferior a 3.5, el catálogo final consta de 1496 registros, con sismos que van desde 1048 hasta 2011. El origen de magnitud del catálogo final es muy diverso. La Tabla 4.3 muestra la proporción de sismos que hay con diferente origen y en la Figura 4.12 se muestra la distribución de sismos por magnitud.

Tabla 4.3. Número de sismos del catálogo de proyecto utilizado para la aplicación realizada en el sureste de España, clasificados por el tipo de parámetro de tamaño origen.

Origen	Número
IGN (Intensidad)	604
IGN (mD-MMS)	255
IGN (mbLg-MMS)	542
IGN (mb-VC)	9
IGN (mbLg-L)	16
IGN (Mw)	24
IAG (Mw)	28
Estudios específicos	18
Total	1496

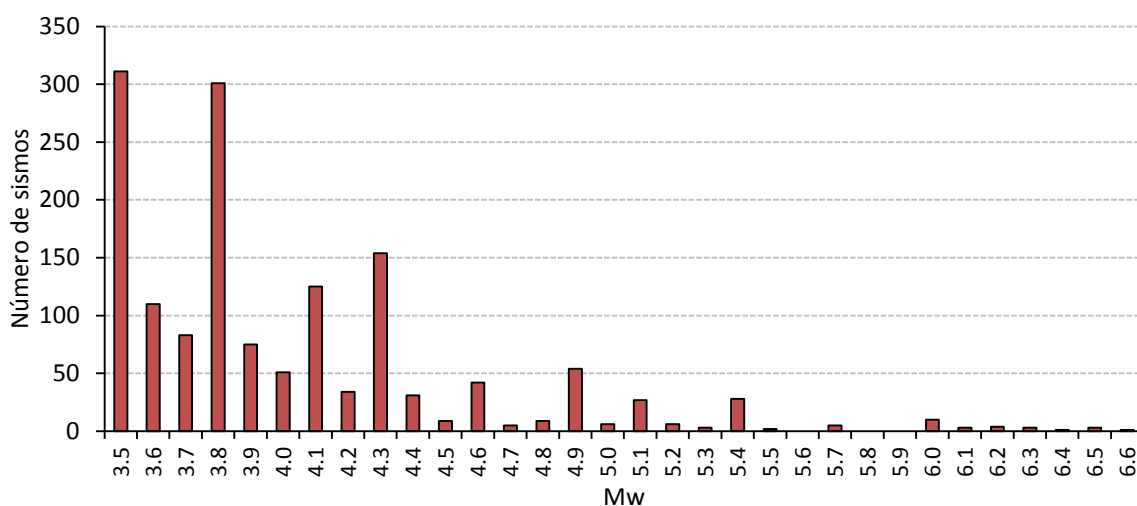


Figura 4.12. Distribución de sismos del catálogo del proyecto por magnitud

En la Tabla 4.4 se muestra la lista de sismos de magnitud mayor o igual a 5.0 incluidos en el catálogo sísmico del proyecto.

Tabla 4.4. Sismos de magnitud mayor o igual a 5.0 recogidos en el catálogo sísmico del proyecto.

EVID	Día	Mes	Año	Lat.	Long.	Mw	σ Mw	Origen	tipo de dato
995	21	3	1829	38.0833	-0.6833	6.6	0.2	EE (MEZ04)	Mw
44	18	12	1396	39.0833	-0.2167	6.5	0.8	EE (CSPI)	Mw
98	22	9	1522	36.9667	-2.6667	6.5	0.3	EE (MEZ04)	Mw
1979	25	12	1884	37.0000	-3.9833	6.5	0.2	EE (MEZ04)	Mw
685	25	8	1804	36.7667	-2.8333	6.4	0.2	EE (MEZ04)	Mw
69	24	4	1431	37.1333	-3.6333	6.3	0.8	IGN	I (EMS)
88	5	4	1504	37.3833	-5.4667	6.3	0.8	IGN	I (EMS)
192	9	10	1680	36.8000	-4.6000	6.3	0.8	IGN	I (EMS)
20	1	1	1169	38.0000	-4.0000	6.2	0.8	IGN	I (EMS)
96	9	11	1518	37.2333	-1.8667	6.2	0.8	IGN	I (EMS)
108	30	9	1531	37.5333	-2.7333	6.2	0.8	IGN	I (EMS)
257	23	3	1748	39.0333	-0.6333	6.2	0.2	EE (MEZ04)	Mw
166	19	6	1644	38.8000	-0.4167	6.1	0.2	EE (MEZ04)	Mw
664	13	1	1804	36.7000	-3.1000	6.1	0.8	IGN	I (EMS)
2877	16	6	1910	36.6667	-3.3667	6.1	0.4	EE (STI03)	Mw
14	1	1	1048	38.0833	-0.9167	6.0	0.8	IGN	I (EMS)
21	1	3	1258	38.8333	-0.6000	6.0	0.8	IGN	I (EMS)
81	10	10	1482	38.0833	-0.9167	6.0	0.8	IGN	I (EMS)
84	1	11	1487	36.8333	-2.4667	6.0	0.8	IGN	I (EMS)
87	26	1	1494	36.5833	-4.3333	6.0	0.8	IGN	I (EMS)
170	31	12	1658	36.8333	-2.4667	6.0	0.8	IGN	I (EMS)
181	15	1	1673	38.0833	-0.9167	6.0	0.6	IGN	I (EMS)
184	28	8	1674	37.6833	-1.7000	6.0	0.8	IGN	I (EMS)
1952	20	10	1883	36.8500	-6.9167	6.0	0.8	EE (CSPI)	Mw
4665	19	9	1945	35.5667	-4.5000	6.0	0.6	IGN	I (marina)
47	1	1	1406	37.2500	-1.8667	5.7	0.8	IGN	I (EMS)
111	29	8	1547	38.7500	-0.4333	5.7	0.8	IGN	I (EMS)
129	26	12	1598	38.9167	-0.1167	5.7	0.8	IGN	I (EMS)
140	2	12	1620	38.7000	-0.4667	5.7	0.8	IGN	I (EMS)
2940	21	3	1911	38.0167	-1.2167	5.7	0.6	IGN	I (EMS)
7773	24	8	1976	36.7967	-4.6200	5.5	0.4	IGN	mbLg-MMS
3001	31	5	1911	37.2000	-3.7000	5.5	0.6	IGN	I (EMS)
103	4	7	1526	37.1833	-3.5667	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
120	30	1	1579	37.6833	-1.7000	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
123	18	6	1581	36.7167	-4.4167	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
255	9	3	1743	38.0000	-1.1333	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
270	9	5	1750	37.2000	-7.0000	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
318	27	11	1755	36.5000	-4.1667	5.4	0.8	IGN	I (marina)
949	29	9	1822	36.0000	-5.0833	5.4	0.8	IGN	I (marina)
989	15	9	1828	38.0000	-0.7000	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
1527	22	8	1862	37.0500	-5.1667	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
1757	19	5	1872	39.2333	-0.5167	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
2414	11	6	1894	37.1167	-2.6667	5.4	0.8	IGN	I (EMS)
2505	10	2	1901	36.7500	-5.3667	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
2509	25	5	1901	36.7000	-3.5000	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
2642	16	4	1907	37.8000	-1.5000	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
2690	29	9	1908	38.1000	-1.3000	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
2780	1	7	1909	38.0000	-0.6667	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
2986	10	5	1911	38.1000	-1.2000	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3063	22	4	1912	37.0333	-2.9500	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3130	11	8	1913	36.8000	-3.2000	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3144	25	11	1913	37.7833	-2.5333	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3299	28	11	1916	38.5667	-0.9500	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3307	28	1	1917	38.0333	-1.2667	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3358	28	4	1918	37.2167	-3.6833	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3547	27	7	1922	36.9833	-3.5667	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3804	23	3	1927	36.1167	-4.3333	5.4	0.6	IGN	I (marina)
4054	5	2	1932	35.5833	-4.2167	5.4	0.6	IGN	I (marina)
4656	1	7	1945	38.8000	-0.5833	5.4	0.6	IGN	I (EMS)
3416	10	9	1919	38.0833	-0.8333	5.3	0.5	IGN	mD-MMS
738	27	10	1806	37.2333	-3.7333	5.3	0.4	IGN	Mw(BW)
4980	19	5	1951	37.5670	-3.9170	5.3	0.4	EE (BAT08)	Mw
7657	7	8	1975	36.4150	-4.5917	5.3	0.4	IGN	mbLg-MMS
3417	10	9	1919	38.0833	-0.8333	5.2	0.5	IGN	mD-MMS
4969	10	3	1951	37.5950	-3.9750	5.2	0.4	EE (BAT08)	Mw
5274	4	6	1955	37.1333	-3.6467	5.2	0.5	IGN	mD-MMS

EVID	Día	Mes	Año	Lat.	Long.	Mw	σMw	Origen	tipo de dato
10007	26	5	1985	37.7867	-4.6383	5.2	0.3	IGN	mbLg-MMS
4806	23	6	1948	38.1417	-1.7583	5.2	0.5	IGN	mD-MMS
5338	19	4	1956	37.1917	-3.6833	5.2	0.5	IGN	mD-MMS
124	1	1	1582	37.4667	-3.9333	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
199	1	1	1686	36.8500	-2.9500	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
239	13	9	1724	38.9667	-0.1833	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
256	15	8	1746	38.0000	-1.1333	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
275	4	3	1751	37.6500	-2.0667	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
349	13	5	1756	37.9833	-1.1333	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
646	18	1	1802	37.9833	-0.6833	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
933	20	12	1818	37.7500	-1.6167	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
948	29	7	1822	37.2000	-3.6000	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
951	10	1	1823	37.9833	-0.6833	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
1067	31	10	1837	37.9833	-0.6833	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
1114	17	7	1844	37.9833	-0.7833	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
1205	20	5	1849	37.1833	-3.7167	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
1310	11	11	1855	37.8667	-1.4167	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
1553	17	4	1863	37.1167	-3.6000	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
1667	3	2	1867	38.0000	-0.7000	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
1752	28	1	1872	36.9833	-3.5667	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
2278	30	12	1886	36.5000	-2.7500	5.1	0.8	IGN	I (marina)
2427	13	5	1895	37.0000	-1.9000	5.1	0.8	IGN	I (EMS)
2918	27	10	1910	35.5000	-4.5000	5.1	0.5	IGN	I (marina)
3559	15	9	1922	38.5000	0.2500	5.1	0.5	IGN	I (marina)
3772	3	11	1926	36.0000	-4.7500	5.1	0.5	IGN	I (marina)
3966	5	7	1930	37.5567	-4.6450	5.1	0.4	EE (BAT10)	Mw
4172	14	3	1935	37.3833	-4.5833	5.1	0.5	IGN	mD-MMS
5010	1	10	1951	36.4000	-2.5000	5.1	0.5	IGN	I (marina)
9771	13	9	1984	36.9817	-2.3417	5.1	0.4	IGN	mbLg-MMS
1060340	11	5	2011	37.6946	-1.6756	5.1	0.1	IGN	Mw
5738	6	9	1960	37.1017	-5.0867	5.0	0.4	IGN	mD-MMS
8977	5	3	1981	38.4933	0.2150	5.0	0.4	IGN	mbLg-MMS
9716	24	6	1984	36.8383	-3.7383	5.0	0.1	IAG	Mw
341687	6	8	2002	37.8925	-1.8353	5.0	0.1	IGN	Mw

4.3.2 CATÁLOGO DE FALLAS ACTIVAS

El conocimiento actual de fallas activas en la Península Ibérica se ha incrementado notablemente en los últimos años debido a diferentes iniciativas y proyectos desarrollados por un gran número de geólogos (IberFault, FaseGeo, Share, etc.). Una de estas iniciativas, liderada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), ha sido la base de datos de fallas activas durante el Cuaternario de la Península Ibérica QAFI (García-Mayordomo et al. 2012a) y, por lo tanto, una fuente de información muy completa y fiable.

4.3.2.1 QAFI: BASE DE DATOS DE FALLAS ACTIVAS CUATERNARIAS DE IBERIA

La iniciativa del trabajo QAFI, fue promovida por el IGME y por el grupo de trabajo IBERFAULT, con el objeto de llevar a cabo una actualización y difusión pública de las bases de datos de fallas con actividad neotectónica en España.

Las fallas registradas en esta base de datos, cumplen con la característica de presentar evidencias geológicas y sismológicas de actividad durante el Cuaternario (corresponde con los últimos 2.6 millones de años, según los límites establecidos internacionalmente por la *Subcommission on Quaternary Stratigraphy SQS* 2009). Según los autores, este límite temporal, que a priori puede parecer bajo comparado con el adoptado en otros países de

mayor actividad sísmica, se considera especialmente adecuado para el contexto Ibérico, donde la velocidad de las fallas es menor y, por lo tanto, los ciclos sísmicos son más largos.

Una de las características más importantes de la base de datos QAFI, en relación a su aplicación en el ámbito de la peligrosidad sísmica, es que contiene un modelo de segmentación de las fallas, diferenciando segmentos que pueden romper de forma completa y, por lo tanto, representando fuentes sísmicas independientes. Esta segmentación propuesta por los expertos será la que se utilice en esta tesis para la caracterización de las fuentes sísmicas *tipo falla*.

La base de datos QAFI incluye información referente a la geometría y actividad sísmica de cada falla o segmento de falla, estando toda la información agrupada en seis categorías:

- *Identificación-Compilación*: Nombre de la falla y/o segmento, localización, por medio de coordenadas de la traza de la falla, datos del compilador, etc.
- *Geometría y cinemática*: Datos geométricos y de sentido de movimiento de la falla.
- *Actividad Cuaternaria*: Edad de la deformación, evidencias geomorfológicas, tasas de deslizamiento y datos paleosísmicos.
- *Parámetros sísmicos*: Máxima magnitud, periodo de recurrencia y fecha del último evento.
- *Sismicidad asociada*: Datos de terremotos instrumentales y/o históricos asociados a la falla.
- *Referencias y datos complementario*: Fichero *.pdf conteniendo información adicional (fotos, mapas, figuras, etc.) y listado de referencias.

Esta base de datos ha tenido varias actualizaciones desde su creación. La versión que se empleará en esta tesis será la QAFI v2.0 (diciembre 2011).

4.3.2.2 SELECCIÓN DE FALLAS ACTIVAS EN LA ZONA DE ESTUDIO.

De los 262 registros de la base de datos, 115 se encuentran en la zona de estudio, de los cuales 36 son segmentos de 15 fallas multisegmento.

No todas las fallas y segmentos de falla de la base de datos pueden ser empleados en el cálculo de la peligrosidad, pues algunas de ellas carecen de parámetros básicos para poder ser modelizadas correctamente de forma independiente, como son la profundidad de la falla o la tasa de deslizamiento anual (Tabla 4.5). Por este motivo, dichas fallas no serán modelizadas individualmente en este cálculo de peligrosidad.

Tabla 4.5. Fallas y segmentos que no tienen la información suficiente para poder ser modelizadas de modo individual en el cálculo de peligrosidad. Long: longitud de la traza de la falla o segmento. Zmin y Zmax: profundidad máxima y mínima. SR: Slip rate (tasa de deslizamiento).

ID	Nombre	Long (km)	Zmin (km)	Zmax(km)	SR (mm/año)
ES742	Cabo de Gracia	9	0	10	---
ES623	Alcoy-Cocentaina	6	0	15	---
ME016	Adra	12	0	11	---
ES628	Alhama de Murcia (3/4)	12	0	12	---
ES737	Benamaurel	19	0	10	---
ES633	Torremendo	12	1	12	---
ES727	Montes de Málaga (2/2)	22	2.5	13	---
ES726	Montes de Málaga (1/2)	21	0.5	2.5	---
ES600	Crevillente (Sector Alicante) (2/2)	50	1	15	---
ES705	Laujar	5	0	---	0.430
ES712	Malahá	11	0	---	0.500
ES703	Bedmar	4	0	---	---
ES704	Sierra de la Golondrina	1	0	---	---
ES706	Alfacar	15	0	---	---
ES707	Cogollos	7	0	---	---
ES708	Colomera (1/2)	8	0	---	---
ES709	Colomera (2/2)	21	0	---	---
ES710	Íllora (1/2)	26	0	---	---
ES711	Íllora (2/2)	17	0	---	---
ES713	Moclín	10	0	---	---

Como consecuencia de ello, el número total de fallas y segmentos de fallas que se utilizará en el cálculo es de 95, cuyo listado completo se presenta en la Tabla 4.6, junto a los parámetros característicos de su geometría y tasa de deslizamiento. En la Figura 4.13 se muestra un mapa con la localización de las correspondientes trazas de falla.

Tabla 4.6. Fallas y segmentos de falla incluidos en el cálculo de peligrosidad sísmica.(Acim: Acimut de la traza de falla. Buz: Buzamiento o inclinación del plano de falla. Dir: Dirección del vector desplazamiento)

ID	Nombre Falla/Segmento	Acim (°)	Buz (°)	Dir. (°)	Long (km)	Zmin (km)	Zmax (km)	Slip rate (mm/año)
ES601	Crevillente (Sector Murcia) (1/3)	252	90	0	30	0	15	0.100
ES602	Crevillente (Sector Murcia) (2/3)	243	90	0	44	0	15	0.100
ES603	Crevillente (Sector Murcia) (3/3)	253	90	0	18	0	15	0.100
ES604	Crevillente (Sector Alicante) (1/2)	250	90	0	30	0	15	0.070
ES605	Jumilla (Sector Murcia) (1/3)	53	90	0	35	0	11	0.010
ES606	Jumilla (Sector Murcia) (2/3)	57	90	0	30	0	11	0.010
ES607	Jumilla (Sector Murcia) (3/3)	51	90	0	15	0	11	0.050
ES608	Jumilla (Sector Valencia) (2/2)	65	90	0	35	0	15	0.050
ES609	Palomares (1/2)	14	90	0	45	0	8	0.040
ES610	Palomares (2/2)	37	90	0	30	0	8	0.050
ES611	Corredor de Las Alpujarras	84	90	0	50	0	12	0.050
ES612	Las Moreras - Esc. M(1/3)	104	90	0	15	0	8	0.050
ES613	Las Moreras - Esc. M(2/3)	102	90	0	30	0	8	0.050
ES614	Las Moreras - Esc. M(3/3)	79	90	0	50	0	8	0.050
ES615	Carrascoy	56	90	20	32	0	12	0.540
ES616	Torre vieja	308	90	0	15	0	12	0.075
ES617	San Miguel de Salinas	304	90	0	30	0	12	0.300
ES618	Bajo Segura (1/3)	83	60	0	9	1	12	0.350

ID	Nombre Falla/Segmento	Acim (°)	Buz (°)	Dir. (°)	Long (km)	Zmin (km)	Zmax (km)	Slip rate (mm/año)
ES619	Bajo Segura (2/3)	84	60	0	9	1	12	0.230
ES620	Bajo Segura (3/3)	77	60	0	8	1	12	0.120
ES622	Muro de Alcoy (o de Mariola)	335	60	-90	6	0	15	0.200
ES624	Benasau	300	60	-90	5	0	15	0.200
ES625	Alhamilla Sur	67	80	0	25	0	8	0.050
ES626	Alhama de Murcia (1/4)	215	70	20	28	0	12	0.500
ES627	Alhama de Murcia (2/4)	238	90	18	20	0	12	0.300
ES629	Alhama de Murcia (4/4)	225	90	0	25	0	12	0.070
ES630	Carboneras (1/2)	48	90	10	111	0	11	1.101
ES631	Amarguillo	16	90	90	8	0	8	0.100
ES632	Las Viñas	285	80	70	6	0	5	0.400
ES634	Jumilla (Sector Valencia) (1/2)	60	90	0	40	0	15	0.050
ES635	Falla de Polopos (1/2)	85	75	0	13	5	10	0.050
ES636	Falla de Polopos (2/2)	95	80	0	12	5	10	0.071
ES637	Borde NO de Sierra Arana	202	60	-90	7	0	10	0.120
ES638	Norte de Cubillas	72	50	-90	9	0	5	0.060
ES639	E de Cubillas	153	50	-90	5	0	3	0.080
ES640	Oeste de Cubillas	332	60	-90	5	0	4	0.150
ES641	Obéilar - Pinos Puente	80	75	0	8	0	10	0.500
ES643	Tocón-Obéilar	79	45	-90	9	0	3	0.100
ES644	Alitaje	144	50	-90	6	0	5	0.100
ES646	Pinos Puente	140	60	-90	9	0	10	0.400
ES648	Pedro Ruiz	151	50	-90	6	0	5	0.100
ES650	Daimuz Bajo	149	60	-90	7	0	3	0.080
ES651	Atarfe	134	60	-90	10	0	10	0.150
ES653	El Fargue-Jun	138	60	-90	12	0	10	0.350
ES655	Escóznar	330	60	-90	10	0	3	0.100
ES656	Santa Fe	326	60	-90	13	0	10	0.200
ES658	Granada	150	60	-90	17	0	10	0.380
ES660	Belicena-Alhendín	326	60	-90	10	0	5	0.200
ES662	Huenes	212	65	0	5	0	10	0.250
ES663	Canales	233	80	0	8	0	10	0.080
ES664	Dílar	140	60	-90	8	0	10	0.330
ES666	Padul	134	55	-90	15	0	5	0.350
ES668	Norte del Silleta	268	60	-90	8	0	5	0.040
ES669	Padul-Dúrcal	130	50	-90	13	0	5	0.350
ES671	Escúzar	268	60	-90	16	0	5	0.030
ES672	Noroeste de Játar	322	60	-90	9	0	5	0.080
ES673	Norte de Sierra Tejeda	282	75	0	23	0	10	0.125
ES674	Tablate	201	60	0	5	0	5	0.080
ES675	Albuñuelas	278	50	-90	10	0	5	0.140
ES677	Béznar-Ízbor	328	70	-90	6	0	5	0.080
ES678	Lanjarón	88	90	0	7	0	10	0.300
ES679	Vélez de Benaudalla	218	30	0	6	0	3	0.150
ES680	Norte de Sierra de Lújar	90	90	0	9	0	10	0.150
ES681	Ventas de Zafarraya	282	60	-102	23	0	15	0.350
ES682	Galera	228	50	0	25	0	5	0.160
ES684	Botardo-Alfahuara	114	90	180	22	0	5	0.030
ES686	Baza	341	65	-90	37	0	10	0.330
ES695	Zamborino	148	65	-90	24	0	5	0.160
ES699	Graena	321	70	-90	5	0	5	0.070
ES716	Albox	255	50	110	10	0	10	0.020
ES717	El Acebuchal	37	90	0	9	0	8	0.050
ES718	Los Alamillos	230	90	0	7	0	8	0.050

ID	Nombre Falla/Segmento	Acim (°)	Buz (°)	Dir. (°)	Long (km)	Zmin (km)	Zmax (km)	Slip rate (mm/año)
ES719	El Carrascal	4	90	0	5	0	8	0.010
ES720	Sierra de las Nieves	18	90	0	11	0	11	0.032
ES721	La Robla	28	90	0	12	0	11	0.021
ES722	Campanillas	216	90	0	8	0	11	0.019
ES723	Cartama	70	10	0	6	0.5	2.5	0.050
ES724	Mijas	80	60	0	19	2.5	13	0.081
ES725	Villafranco de Guadalhorce	70	10	0	7	0.5	2.5	0.050
ES728	Socovos (1/2)	295	85	180	40	0	15	0.040
ES729	Socovos (2/2)	272	75	135	36	0	15	0.040
ES730	Pozohondo	135	75	-120	11	0	11	0.103
ES732	Lietor (1/2)	126	85	-140	21	1	15	0.100
ES733	Lietor (2/2)	92	85	-140	19	1	15	0.100
ES736	E de Guadix	142	90	-90	11	0	5	0.020
ES738	Suroeste del Negratín	226	60	-90	3	0	5	0.150
ES739	Oeste del Negratín	180	70	-90	8	0	5	0.020
ES740	Hijate	134	60	-90	6	0	5	0.040
ME005	Cabo de Cullera. Falla Occidental	327	60	-90	28	1.5	15	0.030
ME006	Cabo de Cullera. Falla Central-Occidental	331	60	-90	25	1.5	15	0.030
ME007	Cabo de Cullera. Falla Central-Oriental	197	60	-90	48	1.5	15	0.020
ME008	Cabo de Cullera. Falla Oriental	188	60	-90	16	1.5	15	0.020
ME009	Suroeste de Cuenca de Columbretas	335	60	-90	10	1.5	15	0.020
ME015	Carboneras (2/2)	58	90	0	36	0	11	0.040
ME021	Bajo Segura segmento marino	81	60	0	30	1	12	0.120

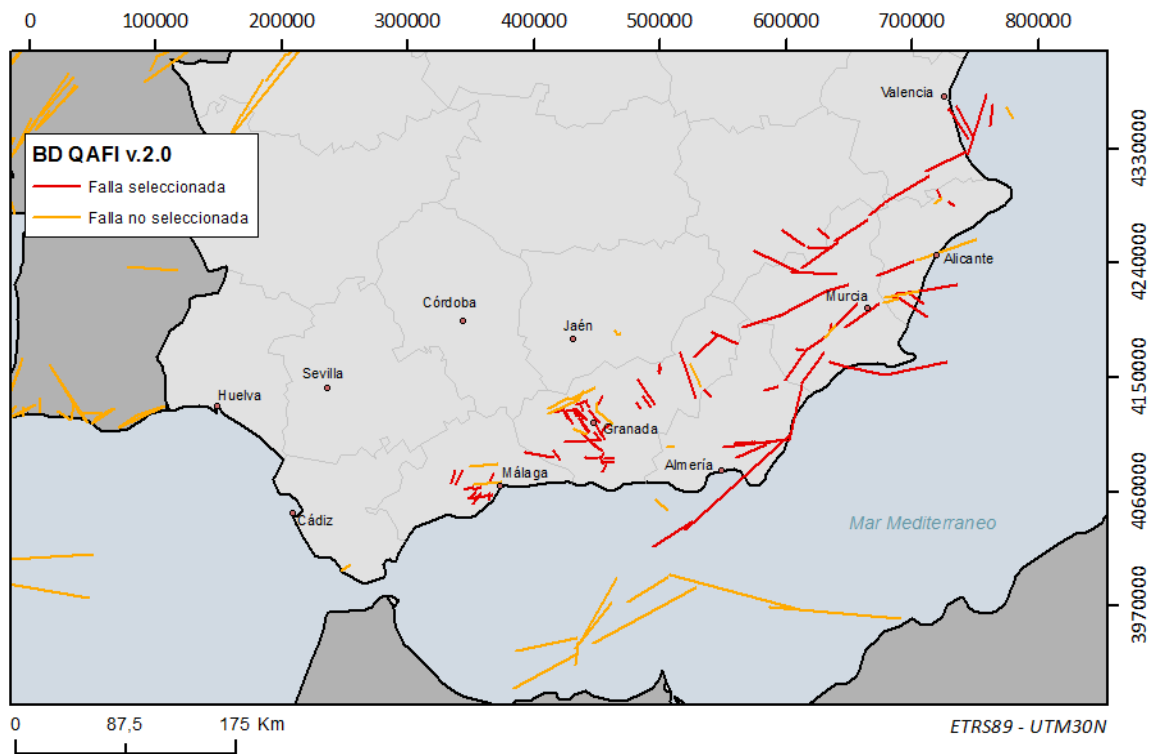


Figura 4.13. Mapa con la localización de las trazas de fallas. En rojo las fallas seleccionadas para su uso en esta aplicación.

4.3.2.3 GEOMETRÍA DE LAS FALLAS

Una vez identificadas las fallas y segmentos a modelizar, el siguiente paso será crear la geometría de las fuentes. Las fuentes sísmicas tipo falla se modelizarán con el plano de falla simplificado como una superficie rectangular. Para ello se usarán, como datos de partida, las coordenadas de los puntos inicial (X_i, Y_i) y final (X_f, Y_f) de la traza de la falla, la profundidad mínima Z_{min} y máxima Z_{max} de la falla y el ángulo de buzamiento β , y se irán obteniendo las coordenadas de los cuatro vértices de todos los planos de falla tal y como describe en el Apartado 2.2.2.

En la Figura 4.14 se muestra una vista en 3D de la localización y geometría de los planos de ruptura de las fallas incluidas en la Tabla 4.6. Estos polígonos constituyen a su vez la geometría de las fuentes sísmicas tipo falla que se emplearán en el cálculo.

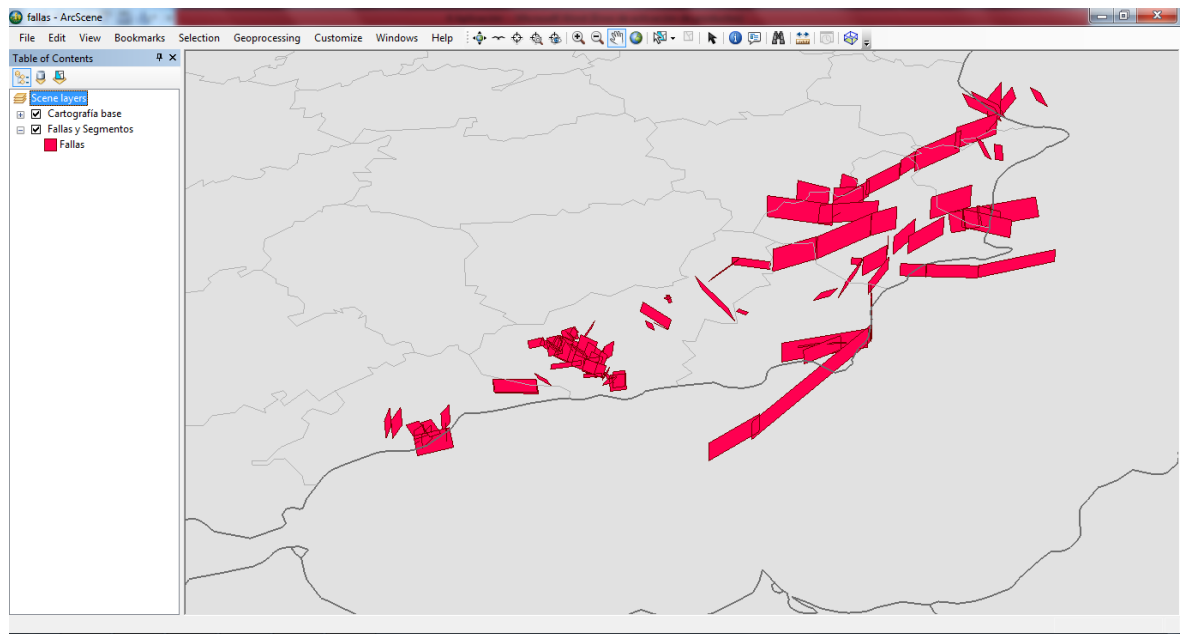


Figura 4.14. Vista 3D de la localización y geometría de las fallas en la zona de estudio que se incluyen en el cálculo de la peligrosidad como unidades independientes.

4.3.2.4 ACTIVIDAD SÍSMICA DE LAS FALLAS

La actividad sísmica de las fallas vendrá dada por el sismo máximo que se espera en cada una y por la tasa de momento sísmico que se acumule, suponiendo que la energía se acumula de forma homogénea en todo el plano de falla. Siguiendo los pasos descritos en el Apartado 2.2.3, la magnitud máxima esperada en la falla (o segmento) la obtendremos por el área del plano de falla, utilizando la formula empírica publicada por Stirling (2002). Del mismo modo, con el área del plano de falla y la tasa de deslizamiento se obtendrá la tasa de momento sísmico que se acumula en la falla por medio de la fórmula publicada por Brune (1968).

En la Tabla 4.7 se presentan los valores de las magnitudes máximas y las tasas de momento sísmico asociadas a cada falla o segmento de falla contenidos en la Tabla 4.6. Como puede

comprobarse en dicha tabla, la falla con mayor tasa de momento sísmico de la región es la falla de Carboneras en su tramo marino (segmento 1/2). Este segmento de la falla se encuentra cerca de la ciudad de Almería. El elevado potencial sísmico de la falla se explica por su relativa alta tasa de deslizamiento de 1.0 mm/año y por su tamaño, con una longitud de más de 100 km. Las siguientes fallas con mayor tasa de momento sísmico son las de Carrascoy, Alhama de Murcia (1/2) y Venta de Zafarraya.

Cabe destacar también la concentración de fallas en Granada. Aunque no son las fallas de mayor potencial sísmico, el número elevado de las mismas en un área reducida puede elevar considerablemente la peligrosidad de la zona (véase Figura 4.14).

Tabla 4.7. Fallas y segmentos de falla empleados en el cálculo con las magnitudes máximas esperadas y la tasa de momento sísmico.

ID	Nombre falla/segmento	L (km)	W (km)	Área (km ²)	SR (mm/año)	Mw max	Mo (Nm/año)
ES601	Crevillente (Sector Murcia) (1/3)	30	15	450	0.100	7.0	1.35E+19
ES602	Crevillente (Sector Murcia) (2/3)	44	15	655	0.100	7.1	1.97E+19
ES603	Crevillente (Sector Murcia) (3/3)	18	15	267	0.100	6.9	8.01E+18
ES604	Crevillente (Sector Alicante) (1/2)	30	15	450	0.070	7.0	9.45E+18
ES605	Jumilla (Sector Murcia) (1/3)	35	11	385	0.010	7.0	1.16E+18
ES606	Jumilla (Sector Murcia) (2/3)	30	11	330	0.010	6.9	9.90E+17
ES607	Jumilla (Sector Murcia) (3/3)	15	11	165	0.050	6.7	2.48E+18
ES608	Jumilla (Sector Valencia) (2/2)	35	15	521	0.050	7.1	7.82E+18
ES609	Palomares (1/2)	45	8	360	0.040	7.0	4.32E+18
ES610	Palomares (2/2)	30	8	240	0.050	6.8	3.60E+18
ES611	Corredor de Las Alpujarras (S. Almería)	50	12	600	0.050	7.1	9.00E+18
ES612	Las Moreras – Esc. Mazarrón (1/3)	15	8	120	0.050	6.6	1.80E+18
ES613	Las Moreras – Esc. Mazarrón (2/3)	30	8	240	0.050	6.8	3.60E+18
ES614	Las Moreras – Esc. Mazarrón (3/3)	50	8	400	0.050	7.0	6.00E+18
ES615	Carrascoy	32	12	384	0.540	7.0	6.22E+19
ES616	Torre vieja	15	12	178	0.075	6.7	4.01E+18
ES617	San Miguel de Salinas	30	12	360	0.300	7.0	3.24E+19
ES618	Bajo Segura (1/3)	9	13	116	0.350	6.6	1.22E+19
ES619	Bajo Segura (2/3)	9	13	113	0.230	6.6	7.77E+18
ES620	Bajo Segura (3/3)	8	13	95	0.120	6.5	3.44E+18
ES622	Muro de Alcoy (o de Mariola)	6	17	104	0.200	6.6	6.24E+18
ES624	Benasau	5	17	87	0.200	6.5	5.20E+18
ES625	Alhamilla Sur	25	8	203	0.050	6.8	3.05E+18
ES626	Alhama de Murcia (1/4)	28	13	357	0.500	7.0	5.36E+19
ES627	Alhama de Murcia (2/4)	20	12	240	0.300	6.8	2.16E+19
ES629	Alhama de Murcia (4/4)	25	12	300	0.070	6.9	6.30E+18
ES630	Carboneras (1/2)	111	11	1215	1.101	7.3	4.01E+20
ES631	Amarguillo	8	8	64	0.100	6.4	1.92E+18
ES632	Las Viñas	6	5	28	0.400	6.1	3.35E+18
ES634	Jumilla (Sector Valencia) (1/2)	40	15	600	0.050	7.1	9.00E+18
ES635	Falla de Polopos (1/2)	13	5	67	0.050	6.4	1.01E+18
ES636	Falla de Polopos (2/2)	12	5	61	0.071	6.4	1.29E+18
ES637	Borde NO de Sierra Arana	7	12	77	0.120	6.5	2.79E+18
ES638	Norte de Cubillas	9	7	56	0.060	6.4	1.01E+18
ES639	E de Cubillas	5	4	20	0.080	6.0	4.79E+17
ES640	Oeste de Cubillas	5	5	23	0.150	6.1	1.04E+18
ES641	Obéilar - Pinos Puente	8	10	82	0.500	6.5	1.23E+19
ES643	Tocón-Obéilar	9	4	37	0.100	6.2	1.12E+18

ID	Nombre falla/segmento	L (km)	W (km)	Área (km ²)	SR (mm/año)	Mw max	Mo (Nm/año)
ES644	Alitaje	6	7	42	0.100	6.3	1.25E+18
ES646	Pinos Puente	9	12	108	0.400	6.6	1.30E+19
ES648	Pedro Ruiz	6	7	38	0.100	6.2	1.16E+18
ES650	Daimuz Bajo	7	3	24	0.080	6.1	5.82E+17
ES651	Atarfe	10	12	119	0.150	6.6	5.35E+18
ES653	El Fargue-Jun	12	12	135	0.350	6.6	1.42E+19
ES655	Escóznar	10	3	33	0.100	6.2	1.01E+18
ES656	Santa Fe	13	12	150	0.200	6.7	9.01E+18
ES658	Granada	17	12	194	0.380	6.8	2.21E+19
ES660	Belicena-Alhendín	10	6	60	0.200	6.4	3.60E+18
ES662	Huenes	5	11	55	0.250	6.4	4.14E+18
ES663	Canales	8	10	76	0.080	6.5	1.83E+18
ES664	Dílar	8	12	96	0.330	6.5	9.49E+18
ES666	Padul	15	6	93	0.350	6.5	9.74E+18
ES668	Norte del Silleta	8	6	47	0.040	6.3	5.68E+17
ES669	Padul-Dúrcal	13	7	85	0.350	6.5	8.91E+18
ES671	Escúzar	16	6	94	0.030	6.5	8.52E+17
ES672	Noroeste de Játar	9	6	52	0.080	6.3	1.26E+18
ES673	Norte de Sierra Tejeda	23	10	239	0.125	6.8	8.97E+18
ES674	Tablate	5	6	29	0.080	6.2	7.07E+17
ES675	Albuñuelas	10	7	64	0.140	6.4	2.69E+18
ES677	Béznar-Ízbor	6	5	29	0.080	6.2	7.02E+17
ES678	Lanjarón	7	10	66	0.300	6.4	5.94E+18
ES679	Vélez de Benaudalla	6	6	38	0.150	6.2	1.70E+18
ES680	Norte de Sierra de Lújar	9	10	88	0.150	6.5	3.96E+18
ES681	Ventas de Zafarraya	23	17	400	0.350	7.0	4.20E+19
ES682	Galera	25	7	163	0.160	6.7	7.83E+18
ES684	Botardo-Alfahuara	22	5	112	0.030	6.6	1.01E+18
ES686	Baza	37	11	409	0.330	7.0	4.05E+19
ES695	Zamborino	24	6	130	0.160	6.6	6.25E+18
ES699	Graena	5	5	26	0.070	6.1	5.48E+17
ES716	Albox	10	13	130	0.020	6.6	7.83E+17
ES717	El Acebuchal	9	8	72	0.050	6.4	1.08E+18
ES718	Los Alamillos	7	8	56	0.050	6.4	8.40E+17
ES719	El Carrascal	5	8	40	0.010	6.3	1.20E+17
ES720	Sierra de las Nieves	11	11	121	0.032	6.6	1.16E+18
ES721	La Robla	12	11	132	0.021	6.6	8.32E+17
ES722	Campanillas	8	11	88	0.019	6.5	5.02E+17
ES723	Cartama	6	12	69	0.050	6.4	1.04E+18
ES724	Mijas	19	12	230	0.081	6.8	5.57E+18
ES725	Villafranco de Guadalhorce	7	12	80	0.050	6.5	1.21E+18
ES728	Socovos (1/2)	40	15	602	0.040	7.1	7.23E+18
ES729	Socovos (2/2)	36	16	559	0.040	7.1	6.71E+18
ES730	Pozohondo	11	11	125	0.103	6.6	3.87E+18
ES732	Lietor (1/2)	21	14	296	0.100	6.9	8.88E+18
ES733	Lietor (2/2)	19	14	260	0.100	6.9	7.80E+18
ES736	E de Guadix	11	5	54	0.020	6.4	3.24E+17
ES738	Suroeste del Negratín	3	6	18	0.150	6.0	7.01E+17
ES739	Oeste del Negratín	8	5	41	0.020	6.3	2.49E+17
ES740	Hijate	6	6	36	0.040	6.2	4.30E+17
ME005	Cabo de Cullera. Falla Occidental	28	16	436	0.030	7.0	3.93E+18
ME006	Cabo de Cullera. Falla Central-Occidental	25	16	390	0.030	7.0	3.51E+18
ME007	Cabo de Cullera. Falla Central-Oriental	48	16	748	0.020	7.2	4.49E+18

ID	Nombre falla/segmento	L (km)	W (km)	Área (km ²)	SR (mm/año)	Mw max	Mo (Nm/año)
ME008	Cabo de Cullera. Falla Oriental	16	16	249	0.020	6.8	1.50E+18
ME009	Suroeste de Cuenca de Columbretas	10	16	156	0.020	6.7	9.35E+17
ME015	Carboneras (2/2)	36	11	396	0.040	7.0	4.75E+18
ME021	Bajo Segura segmento marino	30	13	381	0.120	7.0	1.37E+19

En la Figura 4.15 se muestra un mapa con la tasa de deslizamiento de las fallas y segmentos de falla incluidos en el cálculo.

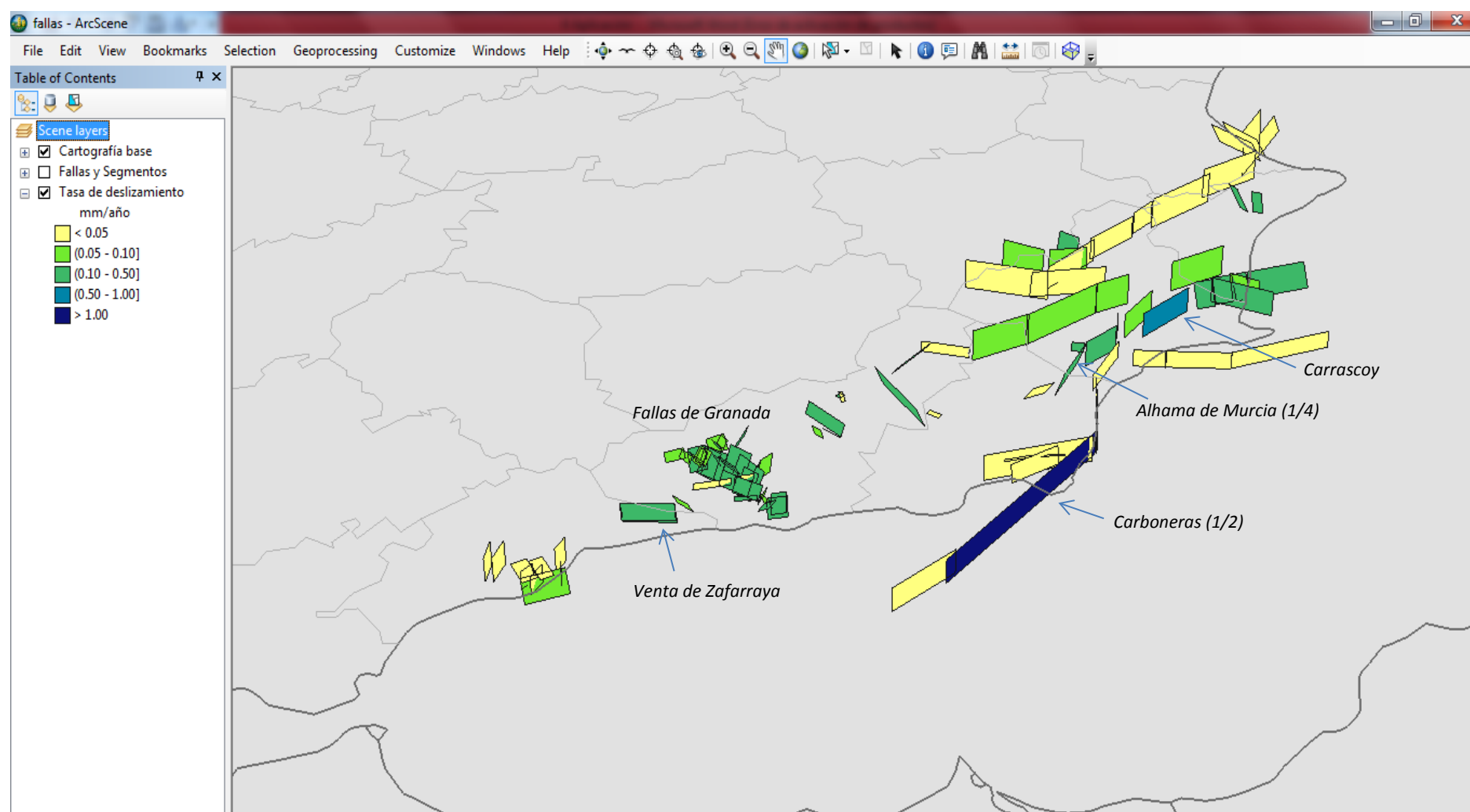


Figura 4.15. Vista 3D con las tasas de deslizamiento anual (mm/año) de las fallas y segmentos de fallas incluidas en el cálculo. Se han nombrado algunas de las fallas más significativas y que han sido citadas anteriormente.

4.3.3 CATÁLOGO DE ZONIFICACIONES

Como ya se mencionó en el Apartado 2.1.3 del Capítulo Estado del Arte, la modelización de la fuente sísmica por medio de áreas o zonas sismogénicas de potencial sísmico uniforme, ha sido la más usada en cálculos de peligrosidad sísmica en los últimos 30 años. Por ese motivo, al analizar la literatura buscando zonificaciones sísmicas, se encuentra un gran número de ellas propuestas para la zona de estudio.

4.3.3.1 ZONIFICACIONES DE LA LITERATURA PARA LA ZONA DE ESTUDIO

4.3.3.1.1 *Zonificaciones desarrolladas para el Sur de España.*

La primera zonificación que se encuentra en la literatura definida específicamente para la zona de estudio, es la publicada por Muñoz (1983). Este modelo se definió a partir del mapa de sismicidad, teniendo en cuenta las características tectónicas más importantes de la región y tratando de disponer de un número estadísticamente significativo de epicentros en cada zona (Figura 4.16a). La siguiente zonificación fue la publicada por López-Casado et al. (1995). Este modelo está basado en un trabajo previo de Sanz de Galdeano y López-Casado (1988) en el que, tras un análisis de las relaciones entre distribuciones de epicentros y los sistemas de fallas de las Cordilleras Béticas, se establece un esquema de zonas sismogénicas definidas principalmente sobre la base del sistema de fracturación predominante en cada una de ellas. Las zonas sismogénicas de López-Casado et al. (1995) son más pequeñas que las consideradas anteriormente por Muñoz (1983), hecho que puede conducir a la obtención de muestras de terremotos no representativas para el cálculo de los parámetros sísmicos. Así mismo, la estimación de la magnitud máxima en cada zona puede presentar muchas dificultades, ya sea por carencia de datos de sismos históricos o de datos geológicos en el interior de zonas tan pequeñas (Figura 4.16b).

Posteriormente, se publicó la zonificación de García-Mayordomo (2005), en la que la definición de zonas sismogénicas se restringe a las Cordilleras Béticas Orientales. A partir de la información geofísica profunda disponible, el autor compartimenta este territorio en una serie de bloques corticales, en cada uno de los cuales se determina el gradiente geotérmico, la resistencia de la corteza superior y la profundidad de la transición de la deformación frágil a dúctil. Comparando las relaciones entre éstos parámetros con la profundidad media de la sismicidad en cada bloque, y teniendo en cuenta el número de terremotos por unidad de volumen, se establece finalmente la existencia de cuatro zonas sismogénicas diferentes. Este modelo se complementa con la definición de fuentes sismogénicas lineales de tipo falla (Figura 4.16c).

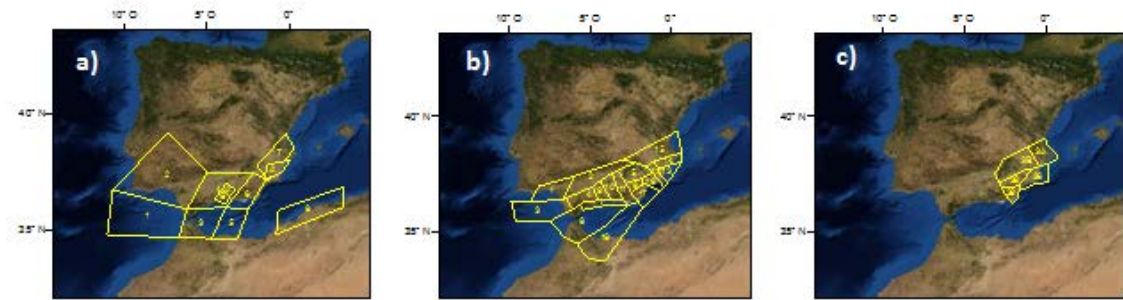


Figura 4.16. Zonificaciones sísmicas propuestas por: a) Muñoz (1983), b) López-Casado et al. (1995), c) García-Mayordomo (2005).

4.3.3.1.2 *Zonificaciones desarrolladas para grandes regiones, entre las cuales se integra la zona de estudio.*

Una de las primeras zonificaciones desarrolladas para todo el ámbito nacional fue la publicada en Martín (1983) (Figura 4.17a). Para realizar esta zonificación se contó con datos geológicos (mapas tectónicos, mapas geológicos, sismotectónicos, estructurales y neotectónicos) y sismológicos (distribución de epicentros, mapas de isomáximas, de valores de beta, dirección de isositas, otros datos geofísicos) y se validó mediante un análisis de homogeneidad sísmica. Esta zonificación fue precursora de las que se utilizaron para el desarrollo de los mapas de peligrosidad de las normas sismorresistentes NCSE-94 y NCSE-02 (Figura 4.17b), presentando estas últimas algunas variaciones con respecto a la de Martín (1983).

Otro modelo fue el diseñado en IPEEE (1993), desarrollado en el contexto del estudio de peligrosidad sísmica para centrales nucleares españolas al comienzo de la década de los 90. En él se desarrollaron dos modelos de fuentes sismogénicas tipo zona (modelo local y modelo regional), basados en la sismicidad y en la tectónica locales. Ambos modelos eran complementarios: el modelo local tenía zonas de tamaño relativamente pequeño que cubrían el territorio español; por su parte, el modelo regional englobaba varias zonas del modelo local en zonas más amplias y añadía otras fuentes en zonas alejadas de la Península como el SW del Cabo San Vicente (Figura 4.17c).

La zonificación desarrollada por Molina (1998) (Figura 4.17d) en su tesis doctoral, se basa en la distribución de epicentros, de regiones tectónicas e incluso tiene en cuenta la información relativa a la distribución de mecanismos focales. Propone un modelo de grandes zonas y otro más detallado de zonas de menor tamaño, diferenciando entre las zonas de sismicidad superficial y las de sismicidad intermedia-profunda. El modelo de grandes zonas sirvió de base para el cálculo del parámetro b en los trabajos de peligrosidad de Peláez (2000) y de López-Casado et al. (2002) (Figura 4.17e). Estos autores, modificaron la zonificación de Molina (1998) agrupando las zonas en otras más grandes y adaptándola para su uso en la metodología de fuente sísmicas de Frankel et al. (1995).

Otra zonificación encontrada en la literatura es la desarrollada en el proyecto GSHAP (Giardini et al. 2003) (Figura 4.17f), que tenía por objeto combinar (haciendo los cambios oportunos en las zonas de solape) las zonificaciones oficiales de diferentes países para obtener un mapa de

peligrosidad mundial. El proyecto GSHAP fue actualizado posteriormente por el proyecto SESAME.

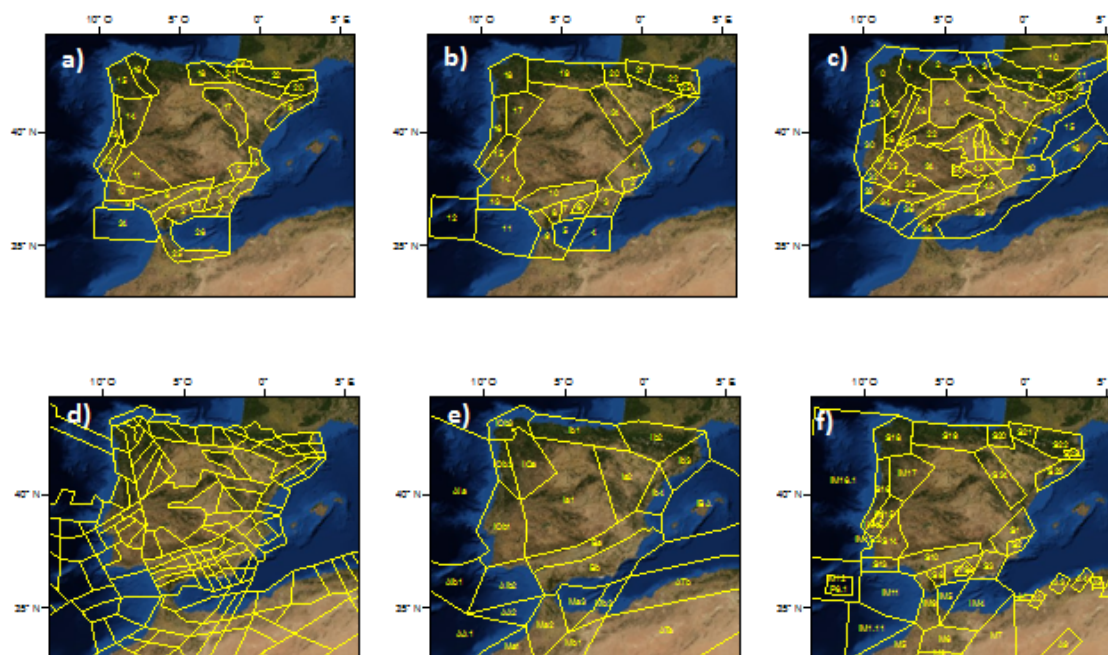


Figura 4.17 Zonificaciones sísmicas propuestas por: a) Martín (1983), b) NCSE-02, c) IPEEE (1993), d) Molina (1998), e) Peláez y López Casado (2002) y f) proyecto GSHAP.

Otra zonificación sísmica propuesta para el territorio nacional es la desarrollada por Bernal y asociados (Figura 4.18a), como resultado de un largo proceso de elaboración basado en los diferentes trabajos de peligrosidad realizados por sus autores a lo largo del periodo 1990-2009 y modificada recientemente en IGN-UPM, 2013. Los criterios generales empleados se basan en la geología y tectónica de cada región, junto con un análisis pormenorizado de la sismicidad. Esta zonificación tiene dos niveles, una zonificación pequeña del territorio con tasas de actividad sísmica diferente y una regionalización mayor, en la que se iguala el parámetro b dentro de cada región.

La última zonificación propuesta en la literatura ha sido la de García-Mayordomo et al. (2012b) (Figura 4.18b), que se diseñó a través de un proceso inicial de juicio de expertos españoles (interacción e integración), sometido después a consenso con otros expertos de Francia y Portugal para las zonas fronterizas. La zonificación está basada en la metodología propuesta por García-Mayordomo y Giner (2006), en la que se analizan seis temáticas diferentes para la definición de zonas o adaptación de otras ya propuestas: cartografía geológica y tectónica, morfología del relieve, espesor de corteza, flujo térmico y sismicidad histórica e instrumental. Además, conlleva un proceso de delimitación de zonas por parte de expertos regionales en tectónica activa, paleosismicidad y sismotectónica, que permitió producir finalmente un modelo integrado resultado de las opiniones y de los análisis realizados. Esta zonificación, tiene varias versiones desde su creación. Cabe destacar la versión publicada en García-Mayordomo et al. (2010) (GM10), donde algunas zonas del sureste de España, fueron diseñadas para su combinación con modelos de fuente tipo fallas, mientras que una última versión de

esta zonificación, publicada en García-Mayordomo et al. (2012b) (GM12), está concebida para su uso como fuente sísmica única.

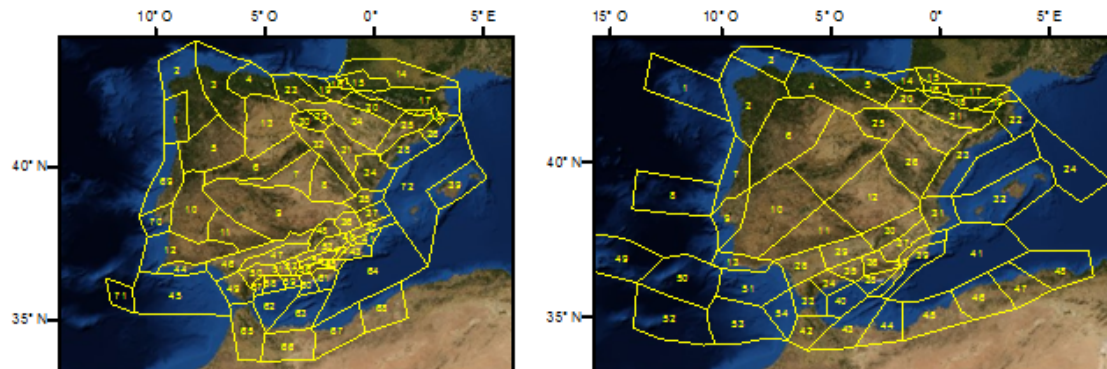


Figura 4.18. Zonificaciones sismogénicas propuestas por ByA12 (izda) y GM12 (drcha.)

4.3.3.2 SELECCIÓN DE ZONIFICACIONES PARA EL CÁLCULO

De todas las zonificaciones citadas en el apartado anterior, para implementar la metodología propuesta en esta tesis con el fin de calcular la peligrosidad, se ha seleccionado la zonificación de GM10, por ser una zonificación diseñada para su uso con modelos híbridos de zonas y fallas. De esta zonificación se han seleccionado las zonas del sureste de España que cubren el área de estudio (Figura 4.19), que son en total 11 zonas sismogénicas.

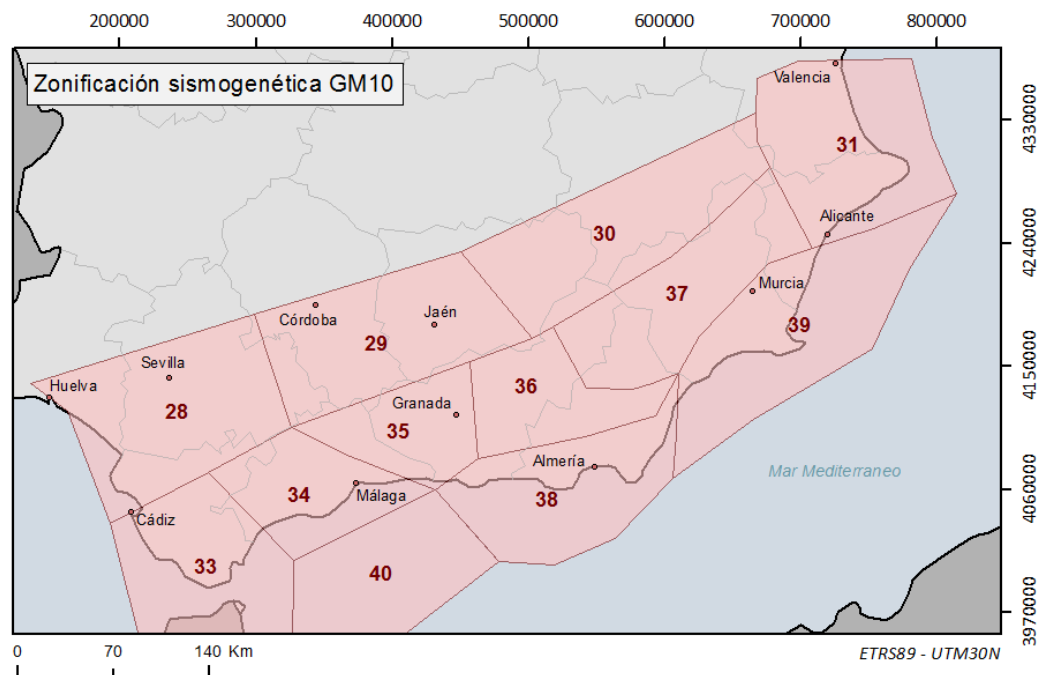


Figura 4.19. Zonas sismogénicas del sureste de España publicadas en GM10

Estas zonas, según los autores, quedan descritas del siguiente modo:

Las zonas 28, 29, 30 y 31, abarcan la región más exterior de la cadena Bética, caracterizada por escasa sismicidad, corteza ligeramente engrosada y elevada complejidad estructural. Las zonas

28 y 29 incluyen la cuenca del Guadalquivir y los depósitos marginales deformados, y el límite entre ellas está basado en la distribución de la sismicidad y el aumento en el número de mecanismos focales de desgarre hacia el este. La zona 30 engloba el macizo de Cazorla y la zona 31 abarca buena parte del Prebético Alicantino, que se caracteriza por una sucesión de cuencas y sierras limitadas por fallas con componente de desgarre significativa y normales asociadas a la influencia del surco de Valencia, que induce además una corteza más delgada que la de la zona 30.

Las zonas 33, 34, 35, 36, 37, 38 y 39 comprenden los sectores más rígidos de la cadena Bética debido a la presencia de los complejos de las Béticas Internas: Nevadofilábrides, Alpujarrides y Maláguides, y las grandes cuencas intramontañosas de Granada, Guadix y Baza. Los límites norte y sur de las zonas son bastante claros, tanto en cuanto a la distribución de la sismicidad, como en el cambio de espesor de la corteza hacia Alborán.

La zona 40 básicamente representa un área más adelgazada de la corteza del Mar de Alborán, y recoge la sismicidad asociada a las estructuras de la zona interna del Arco de Gibraltar.

Como ya se habló en la introducción, uno de los objetivos de la aplicación es también comparar la metodología híbrida propuesta con la metodología clásica zonificada. Con ese objeto, se usará la zonificación propuesta por GM12 (Figura 4.20) para implementar la metodología clásica zonificada. Esta zonificación es muy similar a la anterior, salvo por la inclusión de una nueva zona (zona 55) y la modificación de las zonas aledañas a esta. La zona 55 está definida para abarcar la zona de deformación controlada por la actividad de las fallas de Carboneras, Palomares, Alhama de Murcia, Carrascoy y Bajo Segura. Éstas son las grandes fallas de desgarre que caracterizan tanto la morfología como la distribución de la sismicidad de las Béticas Orientales.

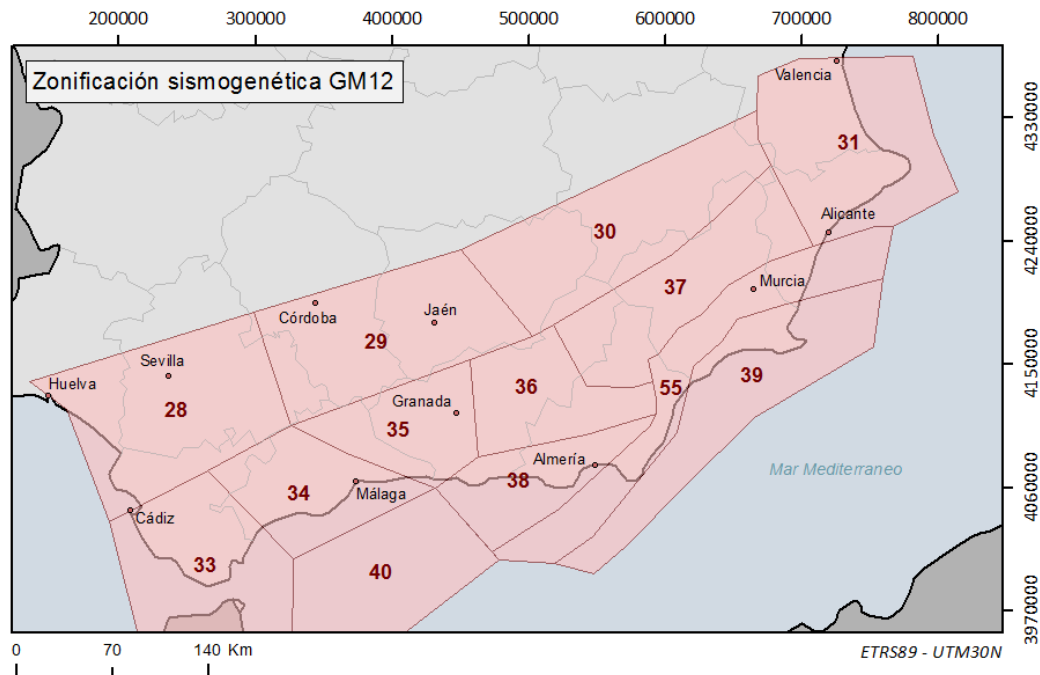


Figura 4.20. Zonas sismogenéticas del suroeste de España publicadas en GM12. (Esta zonificación es una variante de GM10, incluida en la figura anterior)

Capítulo 5

DEFINICIÓN DE LA FUENTE SÍSMICA

5.1 MÉTODOLOGÍA HÍBRIDA PROPUESTA (MHP)

La implementación de la metodología propuesta se efectuará con las 11 zonas seleccionadas de la zonificación de GM10 y las 95 fallas y segmentos seleccionados en el Apartado 4.3.2 de este Capítulo, en total, 106 fuentes sísmicas independientes.

A continuación se describen las diferentes fases a seguir en esta aplicación metodológica.

5.1.1 REGIONALIZACIÓN DEL CATÁLOGO SÍSMICO

El primer paso es identificar qué terremotos hay en cada zona sismogénica (GM10). Para ello se explota el catálogo sísmico por zonas y se extraen los eventos cuyos epicentros quedan localizados dentro de cada una (Figura 5.1).

Cada zona sismogénica representa una región independiente en la metodología híbrida propuesta. La sismicidad registrada en cada región se distribuirá entre las fallas conocidas con suficiente información, que serán modelizadas como fuentes *tipo falla*, mientras que el resto de la sismicidad será asignada a la zona, que recordemos tiene la misma geometría que la región, pero menor potencial sísmico. En realidad la fuente *tipo zona* viene a englobar aquellas fallas de las que no se dispone de información suficiente para una modelización independiente, y en las que la sismicidad se reparte de forma homogénea.

Como se está considerando un método híbrido de zonas y fallas, la sismicidad de cada región será modelizada por medio de fallas independientes y zonas sismogénicas. Téngase en cuenta que **la región y la zona tienen la misma geometría**, pero la primera se refiere al conjunto de potencial sísmico de zonas + fallas y la segunda, únicamente al potencial sísmico de la zona (potencial sísmico regional menos potencial sísmico de las fallas modelizadas de forma independiente).

$PS(\text{Región}) = PS(\text{Fallas como unidades independientes}) + PS(\text{Zona})$.

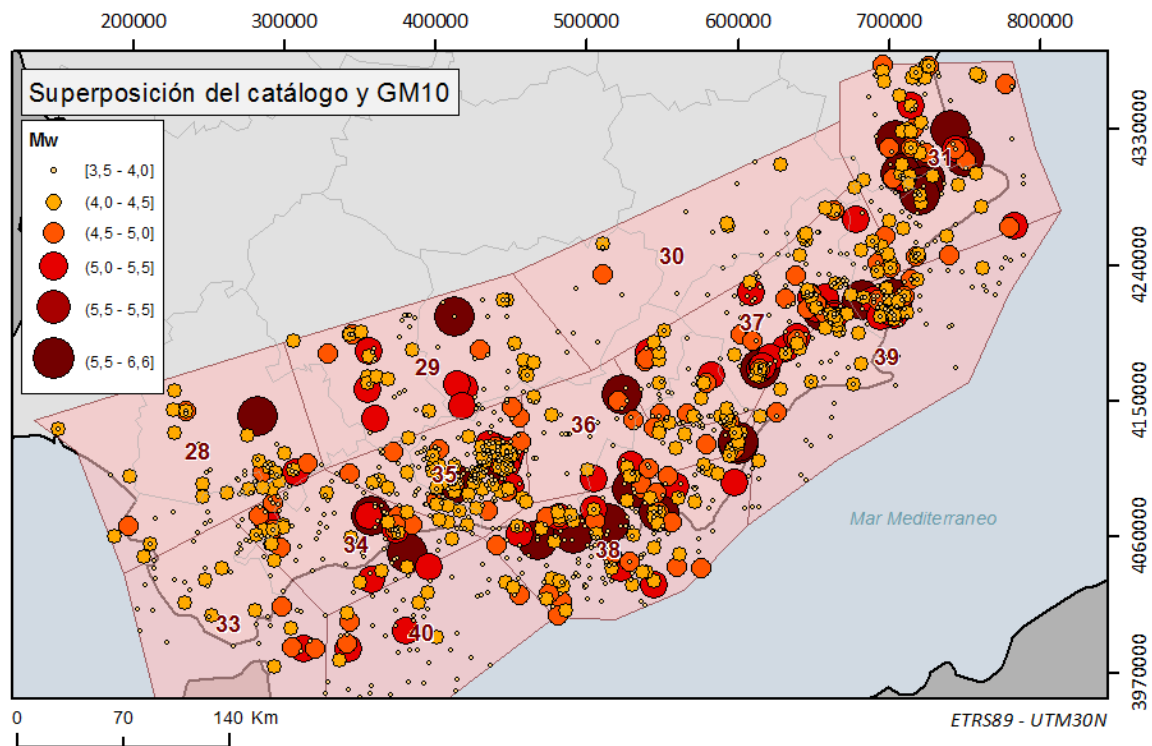


Figura 5.1. Superposición de epicentros según el catálogo de proyecto con la zonificación sismogénica GM10

La zonificación GM10 permite identificar 11 regiones diferentes que engloban un total de 597 terremotos (de magnitud M_w mayor o igual a 4.0) distribuidos de forma heterogénea en cada una de ellas (Figura 5.2). La región con mayor sismicidad es la región 35, con casi 120 sismos, seguida de las regiones 37 y 38, con más de 80 sismos cada una. En contraposición, las regiones 30, 33 y 40, tienen muy poca sismicidad, con menos de 20 sismos cada una.

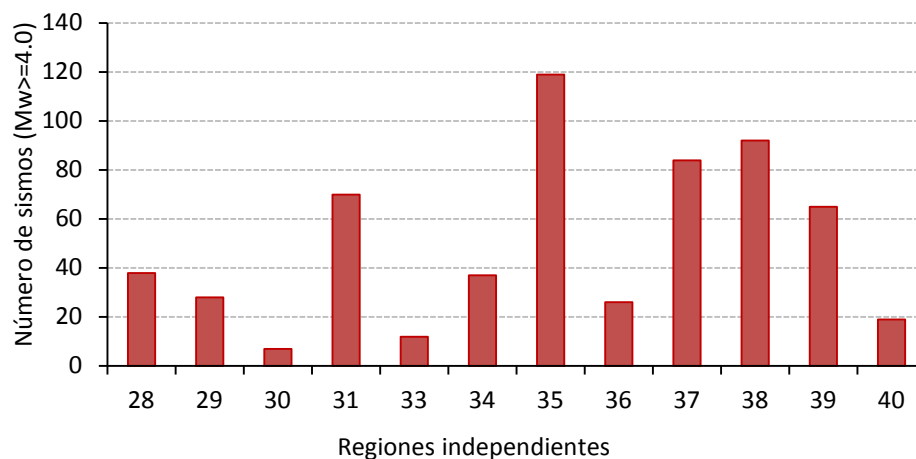


Figura 5.2 Distribución de sismos en las regiones identificadas en GM10

5.1.2 FALLAS CONTENIDAS EN CADA REGIÓN.

La siguiente fase, según la metodología propuesta, se dirige a la identificación de las fallas y segmentos de falla que están incluidos en cada región. Para ello se superpondrá el catálogo de fallas activas al mapa de regiones (Figura 5.3), identificando qué fallas están contenidas en cada región. En aquellos casos en los que una falla se superponga con dos regiones, se combinará con la que contenga el mayor tramo de la traza de la falla.

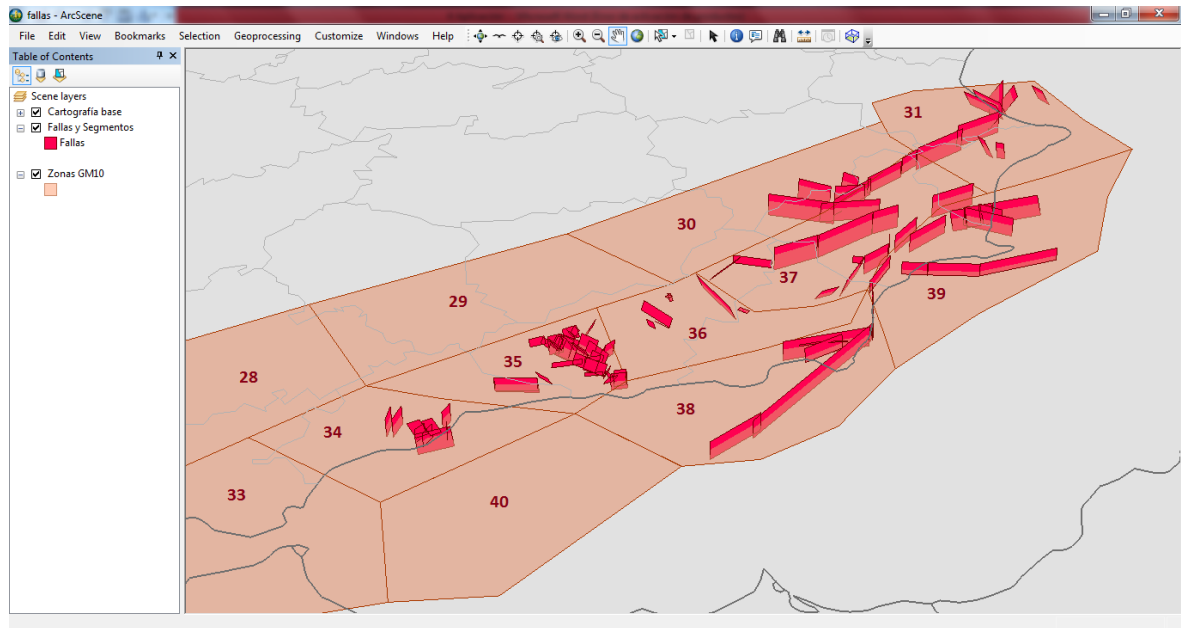


Figura 5.3. Superposición de las fallas y segmentos de falla con las regiones.

En la Figura 5.4 se muestra un diagrama de barras con el número de fallas y segmentos de falla que hay en cada región. Como puede verse, hay 4 regiones que no contienen fallas catalogadas en su interior (28, 29, 33 y 40). En estos casos, el potencial sísmico de la región coincidirá con el potencial sísmico de la zona correspondiente. La región que engloba mayor número de fallas catalogadas es la 35, con un total de 32 fallas y segmento de falla.

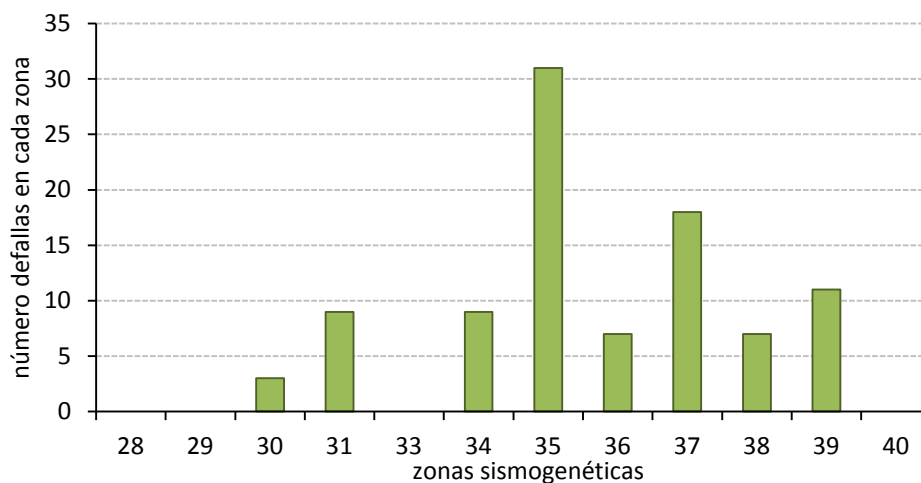


Figura 5.4. Número de fallas incluidas en cada región

5.1.3 TASA DE MOMENTO SÍSMICO Y TASA DE SISMICIDAD EN EL RANGO DE APLICACIÓN

Una de las bases de esta metodología es estimar la tasa de momento sísmico registrada en la región para así poder repartirla entre las fuentes contenidas en ella.

A su vez, una de las particularidades más importantes de la metodología propuesta concierne al periodo temporal en el que se realiza el reparto de sismicidad entre la zona y las fallas. Como ya se indicó en el Apartado 3.3, se considerará solo el rango de magnitudes del catálogo que puede haber sido observado de forma completa.

En este caso, tal como se vio en el Apartado 3.2.3 el rango de magnitudes en que se realizará el reparto de potencial sísmico -por considerar un rango de magnitud observada completamente- será el que oscila entre una magnitud mínima de 4.0 y la magnitud máxima de completitud *MMC*. En el caso de la aplicación al SE de España, *MMC* es inferior a 6.0, ya que las magnitudes mayores tienen periodos de recurrencia muy largos y nuestro intervalo de estudio puede no cubrir esos periodos, por lo que se falsearía la estimación de la tasa si se y hiciera el cálculo a partir de dicho intervalo. (Véase Figura 4.10).

El siguiente paso será calcular la tasa de sismos. Puesto que la magnitud momento lleva asociada una incertidumbre en cada sismo, ésta debe ser incluida en la estimación de la tasa de momento sísmico. Para ello, a cada sismo se le asociará una probabilidad de que su magnitud sea una de las posibles dentro de su rango de incertidumbre, atendiendo a la función de densidad de probabilidad triangular adoptada para la magnitud.

En la Figura 5.5 se muestra un ejemplo de la probabilidades que resultarían para distintas magnitudes, entorno a una magnitud *Mw* 4.6, según la distribución triangular de la incertidumbre de este dato, con un valor de $\sigma = \pm 0.3$.

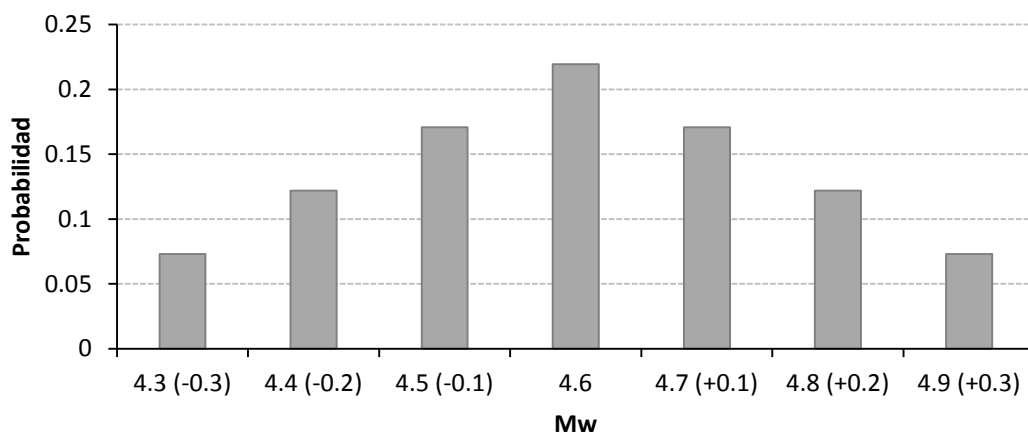


Figura 5.5. Ejemplo de las probabilidades asociadas a las posibles magnitudes de un sismo con $Mw = 4.6 \pm 0.3$, según la distribución triangular adoptada para considerar la incertidumbre de la magnitud.

Teniendo en cuenta el importante papel que juega la incertidumbre asociada a la magnitud de cada sismo, en lugar de calcular de la tasa de sismicidad de una cierta magnitud, se utilizarán las tasas de *sismicidad probable entorno a esa magnitud* y en lugar de calcular las tasas de

momento sísmico para cada magnitud registrada, se calcularán también las tasas de *momento sísmico probable*.

A partir de dicha tasa y teniendo en cuenta el momento sísmico que se libera en cada sismo, se calcula la tasa de momento sísmico anual que se ha liberado en la región en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (*Mmin*, *MMC*), tal y como se presentó en el Apartado 3.3.2.

En el Anexo 3 se muestra un ejemplo de cálculo de la tasa de momento sísmico a partir de la sismicidad registrada en una región.

Las tasas así obtenidas en cada región se incluyen en la Tabla 5.1, donde la última columna indica el porcentaje de tasa de momento sísmico en el intervalo de completitud (*Mmin*, *MMC*) respecto al total de la región.

La magnitud máxima de completitud *MMC* para cada región evaluada de forma independiente, será por tanto, la magnitud mayor registrada inferior a 6.0.

Tabla 5.1. Tabla con las tasas de sismicidad y de momento sísmico observadas en cada región, en dos intervalos de magnitud: *Mmin-Mmax* y *Mmin-MMC*, indicando el porcentaje de tasa de momento del segundo intervalo respecto al primero, es decir registrado en periodos completos de magnitud.

Región	Mmin	Mmax	MMC	Mmin - Mmax		Mmin - MMC		% $\dot{M}_0$ registrada en periodos completos
				$\dot{N}(4.0)$	$\dot{M}_0$ (Nm/año)	$\dot{N}(4.0)$	$\dot{M}_0$ (Nm/año)	
28	4.0	5.4	---	0.211	1.90E+22	---	---	---
29	4.0	6.2	---	0.176	7.90E+22	---	---	---
30	4.0	4.6	4.6	0.053	1.86E+21	0.053	1.86E+21	100%
31	4.0	6.5	5.7	0.241	7.88E+22	0.239	4.70E+22	60%
33	4.0	5.4	---	0.082	1.41E+22	---	---	---
34	4.0	6.3	5.5	0.219	3.28E+22	0.218	2.56E+22	78%
35	4.0	6.5	5.5	0.574	8.73E+22	0.570	7.09E+22	81%
36	4.0	6.2	5.4	0.142	2.21E+22	0.141	1.41E+22	64%
37	4.0	6.0	5.7	0.442	1.01E+23	0.440	9.07E+22	90%
38	4.0	6.5	5.4	0.527	6.75E+22	0.525	5.70E+22	84%
39	4.0	6.6	5.4	0.313	6.00E+22	0.308	4.30E+22	72%
40	4.0	6.0	---	0.135	4.06E+22	---	---	---

5.1.4 ESTIMACIÓN DEL PARÁMETRO BETA DE LAS ZONAS

Como ya se expuso en el Capítulo 3, el parámetro libre que queda en la metodología propuesta es el valor β de la zona. Para asignar ese valor, se puede proceder de varias formas.

En este caso, el valor del parámetro β que se asignará a la zona será igual al valor del parámetro β ajustado en la región por medio de la tasa de momento sísmico y de sismicidad (ajustando un modelo de recurrencia GR-modificada), por medio de la ecuación:

$$\dot{N}_{min} = \frac{\dot{M}_0 \cdot (\bar{d} - \beta) (e^{-\beta(M_{min})} - e^{-\beta(M_{max})})}{\beta [e^{-\beta M_{max}} \dot{M}_0(M_{max}) - e^{-\beta M_{min}} \dot{M}_0(M_{min})]} \quad [5.1]$$

Donde se conoce la tasa acumulada de sismos de $\dot{N}_{min}$ y la tasa de momento sísmico registrada $\dot{M}_0$, quedando únicamente como incógnita el valor de β . (El desarrollo de esta expresión, obtenida por medio de la ecuación propuesta por Anderson 1979, y el valor del término d se presenta en el Anexo 1).

Los valores obtenidos y que se utilizarán como valores de β de cada zona se presentan en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2. Valores de β obtenidos en cada zona.

Región	Mmin	MMC	$\dot{N}$ (4.0 - MMC)	$\dot{M}_0$ (4.0 - MMC)	β región = β zona
30	4.0	4.6	0.053	1.86E+21	1.800
31	4.0	5.7	0.239	4.70E+22	1.980
34	4.0	5.5	0.218	2.56E+22	2.345
35	4.0	5.5	0.570	7.09E+22	2.242
36	4.0	5.4	0.141	1.41E+22	2.400
37	4.0	5.7	0.440	9.07E+22	1.917
38	4.0	5.4	0.525	5.70E+22	2.240
39	4.0	5.4	0.308	4.30E+22	1.750

5.1.5 ERROR ASOCIADO A LA TASA DE MOMENTO SÍSMICO REGISTRADA EN LA REGIÓN EN EL INTERVALO DE REPARTO

Por medio de las tablas de valores del Apartado 3.4 del Capítulo metodología híbrida propuesta, es posible hacer una estimación de la incertidumbre asociada a la tasa de momento sísmico registrada en el catálogo en el rango de aplicación. Para ello hay que tener en cuenta el número de registros sísmicos de cada región en el intervalo de magnitudes completas, el valor de la b al ajustar la recta de GR-mod (obtenido en la Tabla 5.2) y el rango de magnitudes que se considera observadas completamente (M_{min} , MMC).

Según estos valores, el coeficiente de variación COV asociado a las tasas de momento sísmico registradas en el intervalo de interés varía entre 0.3 y 0.7 (Tabla 5.3). En la Región 30, la falta insuficiente de eventos impide estimar adecuadamente el coeficiente COV , lo que muestra que en esta región el valor de la tasa de momento sísmico tiene muy poca robustez.

Tabla 5.3. Valores del coeficiente COV en las regiones estudiadas.

Región	Mmin	MMC	β -región	Num. Registros	COV
30	4	4.6	1.800	7	---
31	4	5.7	1.980	66	0.4
34	4	5.5	2.345	35	0.6
35	4	5.5	2.242	117	0.3
36	4	5.4	2.400	25	0.7
37	4	5.7	1.917	83	0.3
38	4	5.4	2.240	85	0.3
39	4	5.4	1.750	61	0.3

5.1.6 REPARTO DEL POTENCIAL SÍSMICO REGIONAL ENTRE ZONAS Y FALLAS

5.1.6.1 TASA DE MOMENTO SÍSMICO DE LAS FALLAS REGISTRADAS EN LA REGIÓN

Una de las claves más importantes de esta metodología es que el potencial sísmico de la falla, que se sustrae del potencial sísmico regional para obtener el de la zona, no será entonces el de toda la falla, sino solo aquel que corresponde al intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC). Por lo tanto, el primer paso será identificar qué parte del potencial sísmico de la falla será utilizado para el reparto de tasas de momento sísmico.

Para calcular la tasa de momento sísmico registrada que debe ser asociada a la falla, primero se deben establecer los límites de registro completo en la misma. El límite inferior en magnitud será 4.0 y el límite superior dependerá del máximo sismo registrado en la región en un periodo completo conocido, tomándose la magnitud máxima observada en dicho periodo completo, MMC (Figura 5.6).

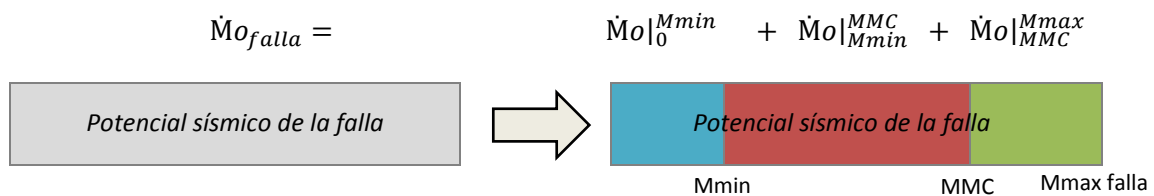


Figura 5.6. Reparto de la tasa de momento sísmico de la falla en los intervalos de magnitud conocidos.

A continuación se presentará, para cada región, un sumario con las fallas contenidas en cada región y los diferentes rangos de magnitud identificados en cada falla. En azul: rango de magnitud inferior a 4.0, en rojo: rango de magnitud referente al periodo de observación completo de la región (M_{min} - MMC) y en verde: rangos de magnitud no observados de forma completa en la región (M_{max} (falla)- MMC).

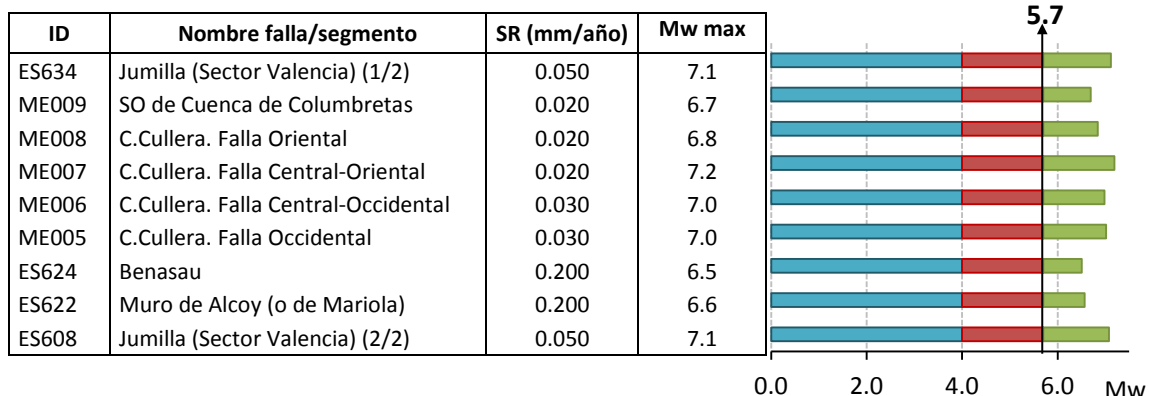
Región 30. Esta región contiene una falla y dos segmentos de falla de tamaño considerable (Tabla 5.4). Sin embargo, la sismicidad asociada a dicha región tiene una tasa de sismicidad y una magnitud máxima bajas (4.6), por lo que el rango de magnitud de la falla que ha sido observado es muy pequeño.

Tabla 5.4. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 30, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.

ID	Nombre falla/segmento	SR (mm/año)	Mw max
ES732	Lietor (1/2)	0.100	6.9
ES730	Pozohondo	0.103	6.6
ES728	Socovos (1/2)	0.040	7.1

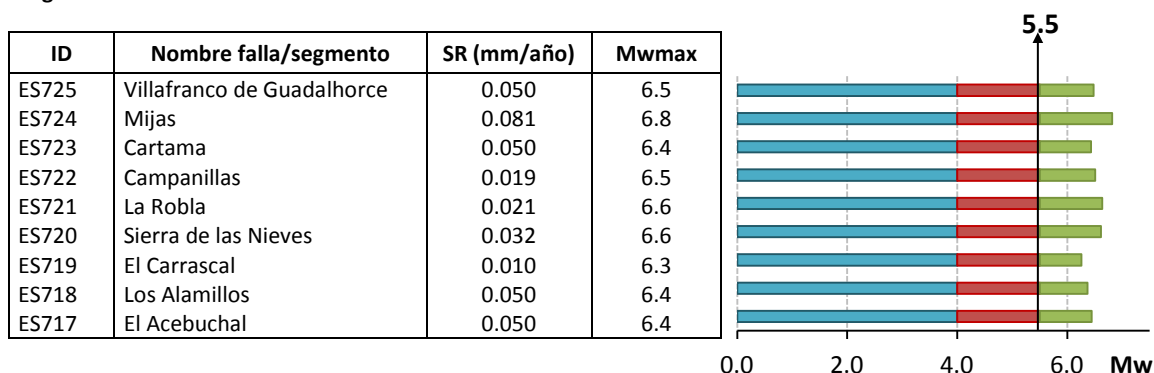
Región 31. Esta región contiene 7 fallas y 2 segmentos de falla, de los que destacan las fallas de Muro de Alcoy y Benasau por tener mayor tasa de deslizamiento que el resto (en algunos casos 10 veces mayor) (Tabla 5.5). La magnitud máxima observada en un periodo completo es de 5.7.

Tabla 5.5. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 31, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.



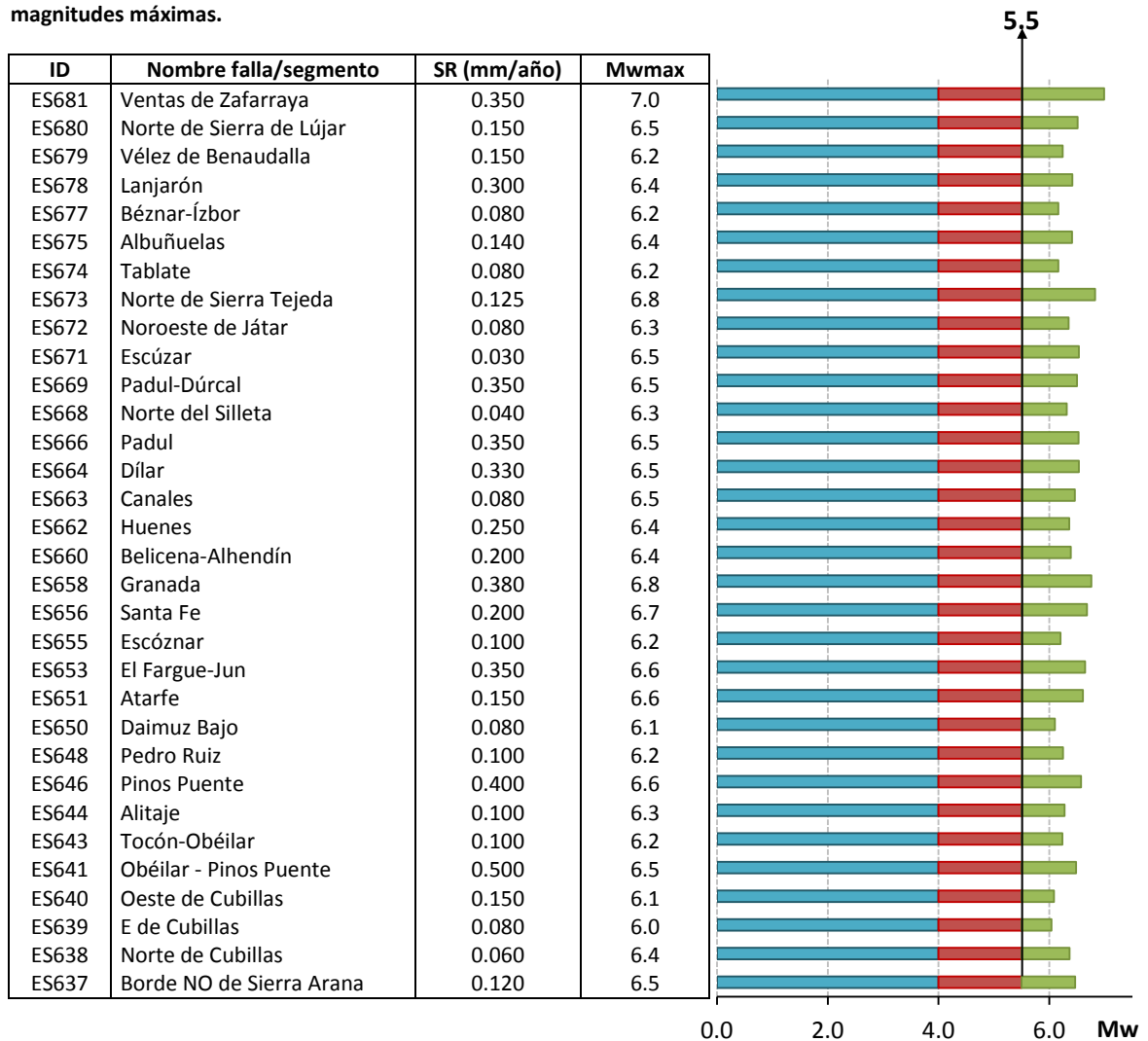
Región 34. Esta región, contiene 9 fallas independientes de un potencial sísmico parecido, destacando la falla de Mijas, con una tasa de deslizamiento ligeramente superior (0.08 mm/año) y las fallas de El Carrascal y Campanillas por su baja tasa de deslizamiento (< 0.02 mm/año) (Tabla 5.6). La magnitud máxima observada en su periodo completo es de 5.5.

Tabla 5.6. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 34, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.



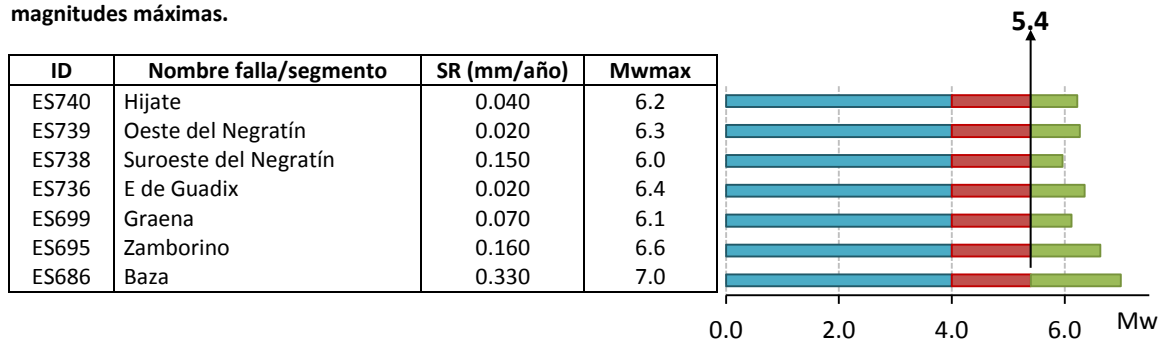
Región 35. Esta región, localizada en la provincia de Granada, es la región con más fallas catalogadas en su interior: 32 fallas (Tabla 5.7). Estas fallas tienen tasas de deslizamiento muy variables de unas de otras, siendo en general más rápidas que las de las tres regiones anteriores. La falla más grande de la región es la de Ventas de Zafarraya, a la que se le asocia el último terremoto destructor de la Península, con más de 750 víctimas mortales, ocurrido el 25 de diciembre de 1884 (terremoto de Arenas del Rey). La magnitud máxima observada en su periodo completo es de 5.5.

Tabla 5.7. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 35, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.



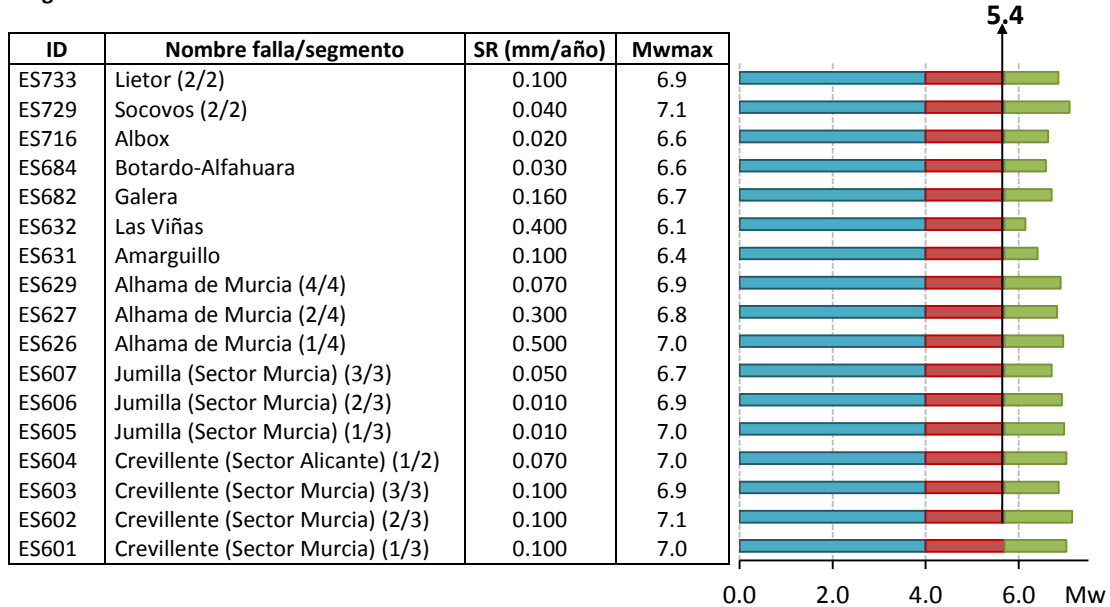
Región 36. Esta región contiene 7 fallas (Tabla 5.8). La falla con mayor tasa de deslizamiento y mayor tamaño es la falla de Baza. La magnitud máxima observada en su periodo completo es de 5.4.

Tabla 5.8. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 36, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.



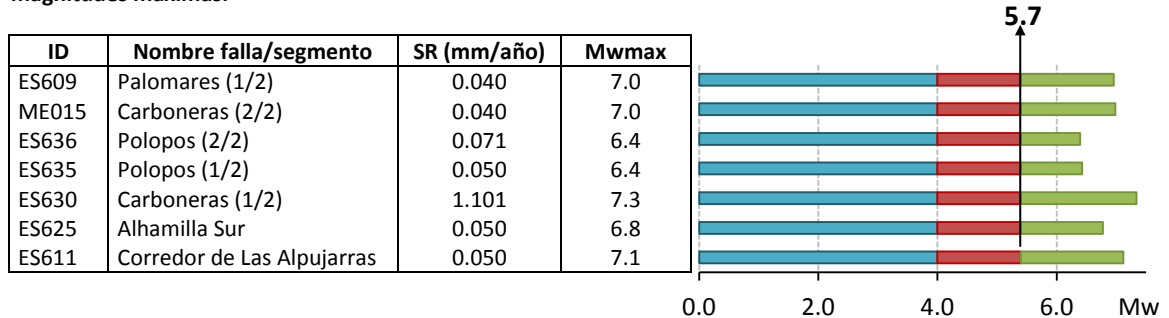
Región 37. Esta región contiene 5 fallas y 12 segmentos de falla (Tabla 5.9). El segmento de falla con una tasa de deslizamiento mayor es el de Alhama de Murcia (1/2), seguido de la falla de Las Viñas y el segmento Alhama de Murcia (2/4). La magnitud máxima observada en su periodo completo es de 5.4.

Tabla 5.9. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 37, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.

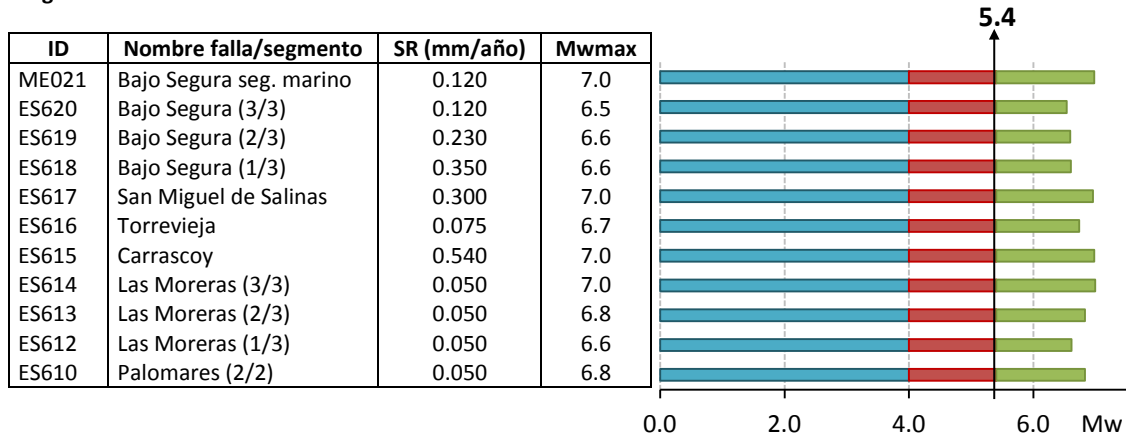


Región 38. Esta región contiene 2 fallas y 5 segmentos de falla (Tabla 5.10), entre ellos, el segmento de falla de Carboneras (1/2), con la tasa de deslizamiento y tamaño mayor de todo el área de estudio. La magnitud máxima observada en su periodo completo es de 5.7.

Tabla 5.10. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 38, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.



Región 39. Esta región contiene 4 fallas y 7 segmentos de falla (Tabla 5.11). La falla más rápida es la falla de Carrascoy con 0.540 mm/año y una magnitud máxima asociada de 7.0. La magnitud máxima observada en su periodo completo es de 5.4.

Tabla 5.11. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 39, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.

5.1.6.2 MODELO DE RECURRENCIA Y VALOR DE β DE LA FALLA.

El modelo de recurrencia que se asignará a las fallas será el de GR modificado y se considerará que todas las fallas contenidas en una misma región tendrán igual valor de β (y ligeramente menor que el valor de β de la zona).

Para poder calcular el valor de β de las fallas que haga que el potencial sísmico de la región se mantenga, se utilizará la ecuación [5.2] tal y como se detalla en el Capítulo 3, donde la β asociada a las fallas es la única incógnita de la igualdad.

$$\dot{N}_{min_{región}} \Big|_{M_{min}}^{M_{mcz}} = h(\dot{M}_{ofalla}(\beta_{falla}), \beta_{zona}) \Big|_{M_{min}}^{M_{mcz}} + \sum g(\dot{M}_{ofalla}(\beta_{falla}), \beta_{falla}) \Big|_{M_{min}}^{M_{mcz}} \quad [5.2]$$

Operando de este modo, se obtiene el valor de la β de las fallas de cada región, que se presenta en la Tabla 5.12 y, al mismo tiempo, se van obteniendo las tasas de momento sísmico y sismicidad asociadas a la zona.

Tabla 5.12. Valor de las betas de las fallas obtenidas.

Zona	β -fallas
30	1.700
31	1.950
34	2.250
35	2.186
36	2.330
37	1.900
38	2.180
39	1.820

5.1.6.3 REPARTO DEL POTENCIAL SÍSMICO.

En la Tabla 5.13 y Tabla 5.14 se muestra un ejemplo detallado de las tasas de sismicidad y de momento sísmico asociadas a las fallas y a la zona pertenecientes a una misma región, la región 36.

Tabla 5.13. Ejemplo de tasas de sismicidad y tasas de momento sísmico de las fallas contenidas en la región 36 en el intervalo de magnitud completa (M_{min} - MMC). (%: representa el porcentaje de tasa de momento sísmico de la falla que se ha observado en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC) frente a la tasa de momento sísmico asociada a la falla en el intervalo de magnitudes total de la falla (M_{min} , $M_{maxfalla}$) $\% = \dot{M}_o (M_{min}-MMC) / \dot{M}_o (M_{min}-Max)$.

	$\dot{N}_{min} (M_{min} - MMC)$	$\dot{M}_o (M_{min} - MMC)$	%
Baza	0.0583	5.82E+21	13%
Zambrino	0.0135	1.35E+21	19%
Graena	0.0021	2.10E+20	37%
E de Guadix	0.0010	9.57E+19	26%
Suroeste del Negratín	0.0032	3.23E+20	42%
Oeste del Negratín	0.0008	8.08E+19	30%
Hijate	0.0015	1.47E+20	33%

Tabla 5.14. Reparto de las tasas de sismicidad y momento sísmico obtenidos en la región 36. (%: representa el porcentaje de tasa de momento sísmico de la región asociado a las fallas y a la zona en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC). $\% = \dot{M}_o (M_{min} - MMC) \text{ falla o zona} / \dot{M}_o (M_{min} - MMC) \text{ región}$.

	$\dot{N}_{min} (M_{min} - MMC)$	$\dot{M}_o (M_{min} - MMC)$	%
Σ Fallas	0.0804	8.02E+21	57%
Zona	0.0603	6.08E+21	43%
Total	0.1407	1.41E+22	

En el Anexo 4, se muestran tablas detalladas con el papel de cada falla en el potencial sísmico registrado en el periodo completo de todas las regiones de estudio, especificando qué porcentaje del potencial sísmico total de la falla ha intervenido en el reparto.

En la Tabla 5.15 se presenta un resumen del reparto de potencial sísmico de cada región entre las fallas y las zonas. Como puede observarse, en las regiones 35, 36 y 38, el potencial sísmico asociado a las fallas es superior al asociado a la zona, en el rango de reparto (M_{min} , MMC), lo que hace suponer que la mayoría del potencial sísmico de la región ha sido modelizado por medio de fallas independientes. En contraposición, en regiones como la 30 y 31, donde las fallas tienen un porcentaje muy pequeño en el reparto, cabe suponer que la sismicidad registrada es explicada mayoritariamente por fallas no modelizadas de forma independiente y por tanto es asignada a la zona.

Tabla 5.15. Reparto del potencial sísmico en las fallas y zonas en cada región.

Región	Fuente	$\dot{N}_{min}$	$\dot{M}_0$ (Nm/año)	
30	Σ Fallas	0.0078	2.76E+20	15%
	Zona	0.0451	1.58E+21	85%
	Total	0.0529	1.86E+21	
31	Σ Fallas	0.0372	7.37E+21	16%
	Zona	0.2017	3.97E+22	84%
	Total	0.2389	4.70E+22	
34	Σ Fallas	0.0244	2.92E+21	11%
	Zona	0.1932	2.27E+22	89%
	Total	0.2176	2.56E+22	
35	Σ Fallas	0.3474	4.33E+22	61%
	Zona	0.2227	2.77E+22	39%
	Total	0.5701	7.09E+22	
36	Σ Fallas	0.0804	8.02E+21	57%
	Zona	0.0603	6.08E+21	43%
	Total	0.1407	1.41E+22	
37	Σ Fallas	0.1247	2.57E+22	28%
	Zona	0.3152	6.50E+22	72%
	Total	0.4399	9.07E+22	
38	Σ Fallas	0.3269	3.55E+22	62%
	Zona	0.2131	2.15E+22	38%
	Total	0.5400	5.70E+22	
39	Σ Fallas	0.1005	1.35E+22	31%
	Zona	0.2077	2.96E+22	69%
	Total	0.3082	4.30E+22	

5.1.7 FUENTES SÍSMICAS FINALES DE CÁLCULO

Como ya se ha explicado extensamente, el reparto de tasa de momento sísmico regional y la recurrencia de las fuentes sísmicas (zonas y fallas) se ha hecho considerando solo el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC), es decir, se ha estimado la recurrencia de las fuentes utilizando únicamente ese intervalo de magnitudes. No obstante, las fuentes tienen un potencial sísmico mayor que el observado en ese intervalo inicial, siendo el intervalo real, a efectos del potencial sísmico a considerar finalmente, el que va desde M_{min} a la magnitud máxima posible en cada una.

Por este motivo, al modelizar el potencial sísmico de cada una de las fuentes en el cálculo de la peligrosidad se extrapolará la recurrencia de cada una hasta sus límites máximos (M_{min} , M_{max} fuente). En el caso de las fallas, la extrapolación se efectuará hasta las magnitudes máximas esperadas en las mismas y en el caso de las fuentes tipo zona, hasta la magnitud creíble, que se estimará como la magnitud máxima de completitud más 0.5 grados de magnitud. Con estos límites, se está suponiendo que las magnitudes superiores a la magnitud máxima de completitud (magnitudes iguales o superiores a 6.0) están asociadas mayoritariamente a las fallas modelizadas independientemente, pero dejando un margen de superación por parte de las zonas.

En resumen, el reparto de tasa de momento en las fuentes se efectúa considerando solo el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (M_{min} , MMC), pero el

modelo de recurrencia que se deduce, tanto para las zonas como para las fallas, se extrapola hasta las magnitudes máximas que se estimen en cada caso, aunque sus periodos de completitud se salgan del periodo de observación. La filosofía es algo similar a la que se sigue en la corrección por falta de completitud del catálogo sísmico: estimación de tasas para cada rango de magnitud solo en el periodo en que dicho rango es observado de forma completa y extrapolación de las mismas a todo el periodo de observación del catálogo.

En la Figura 5.7 se muestra un ejemplo de la parte del modelo de recurrencia que se emplea para deducir los parámetros (M_{min} , MMC) (líneas continuas) y el modelo de recurrencia que se empleará en el cálculo de peligrosidad (M_{min} , M_{max}) (líneas continuas más líneas discontinuas).

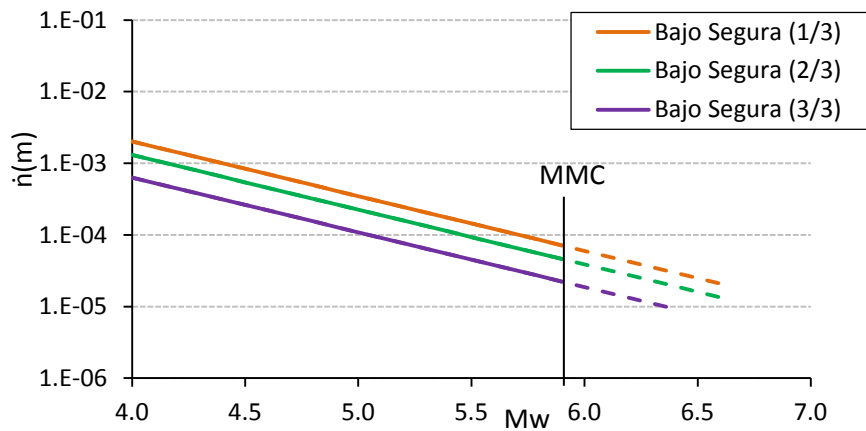


Figura 5.7. Gráfica con el modelo de recurrencia asociado a tres segmentos de la falla del Bajo Segura. Con línea continua el rango de magnitud del modelo de recurrencia usada para estimar los parámetros. En línea discontinua, prolongación del modelo de recurrencia completo hasta las magnitudes máximas esperadas en cada segmento.

La sismicidad de las fuentes será caracterizada por medio de las tasas simples de sismos $\dot{n}(m)$ y suponiendo que la fuente puede romper cada 0.1 unidades de magnitud. No obstante, en las siguientes tablas se referirán los valores de los parámetros de sismicidad que comúnmente se usan en peligrosidad: M_{min} , M_{max} , β y $\dot{N}(m)$.

Región 28, 29, 33 y 40.

En las regiones donde no hay fallas catalogadas (28, 29, 33 y 40), la fuente sísmica será una única zona en cada región. El parámetro β de la zona será obtenido del mismo modo que en las zonas combinadas, por medio de la tasa de sismicidad y la tasa de momento sísmico.

En la Tabla 5.16 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos para estas zonas y en la Figura 5.8 se representan los modelos de recurrencia resultantes que se incluirán en el cálculo de la peligrosidad.

Tabla 5.16. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las zonas 28, 29, 33 y 40.

Zona	Mmin	Mmax	$\dot{N}_{min}$	β
Zona 28	4.0	5.9	0.211	2.610
Zona 29	4.0	6.7	0.232	1.919
Zona 33	4.0	5.9	0.091	1.350
Zona 40	4.0	6.5	0.144	2.020

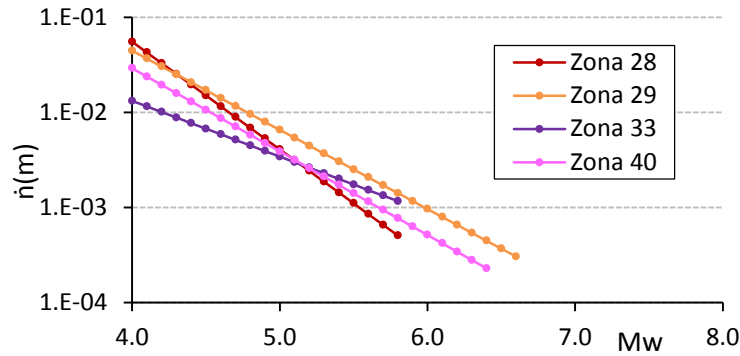
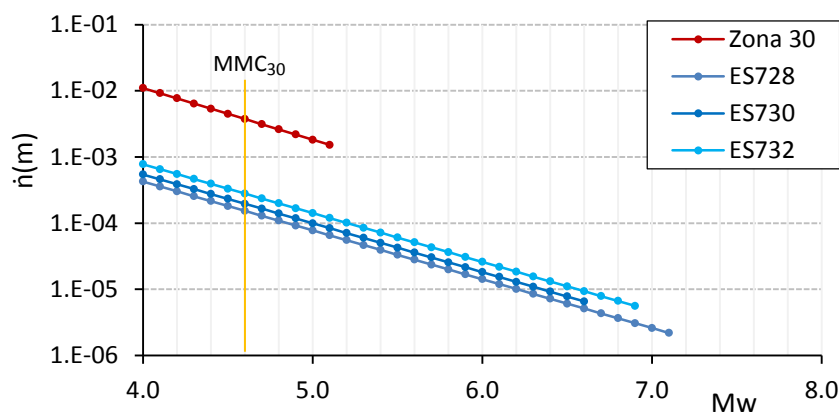


Figura 5.8. Modelo de recurrencia de las zonas 28, 29, 33 y 40

Región 30. En la Tabla 5.17 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos para la zona 30 y para los tres los segmentos de falla contenidos en la región y en la Figura 5.9 ese representan los modelos de recurrencia que resultan, tras el reparto de sismicidad, para la zona y los tres segmentos de falla, y su prolongación hasta las magnitudes máximas esperadas.

Tabla 5.17. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 30.

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}$	β
Zona 30	4.0	5.1	0.045	1.800
ES728	4.0	7.1	0.003	1.700
ES730	4.0	6.6	0.003	1.700
ES732	4.0	6.9	0.005	1.700

Figura 5.9. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 30. MMC₃₀: magnitud máxima de completitud de la región.

Región 31. En la Tabla 5.18 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos en la zona región 31 y en los segmentos de falla incluidos en la región y en la Figura 5.10 se representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Tabla 5.18. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 31.

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}$	β
Zona 31	4.0	6.2	0.202	1.980
ES608	4.0	7.1	0.005	1.950
ES622	4.0	6.6	0.009	1.950
ES624	4.0	6.5	0.008	1.950
ES634	4.0	7.1	0.006	1.950
ME005	4.0	7.0	0.003	1.950
ME006	4.0	7.0	0.003	1.950
ME007	4.0	7.2	0.003	1.950
ME008	4.0	6.8	0.001	1.950

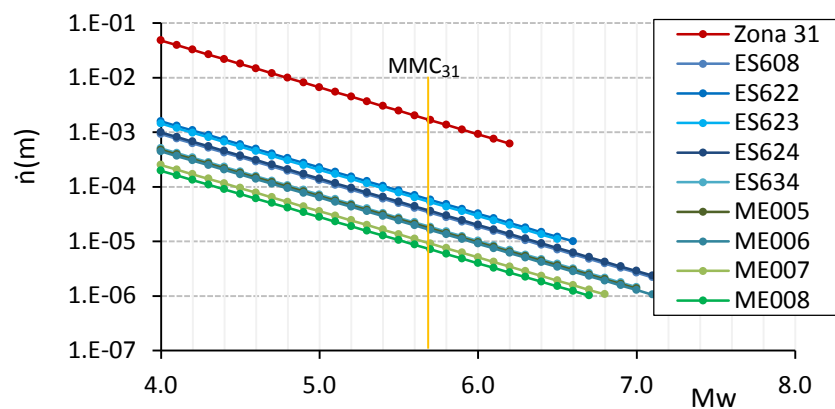


Figura 5.10. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 31. MMC_{31} : magnitud máxima de completitud de la región.

Región 34. En la Tabla 5.19 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos para la zona 34 y las fallas de la región y en la Figura 5.11 se representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Tabla 5.19. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 34

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}$	β
Zona 34	4.0	6.0	0.193	2.345
ES717	4.0	6.4	0.003	2.250
ES718	4.0	6.4	0.002	2.250
ES719	4.0	6.3	0.000	2.250
ES720	4.0	6.6	0.002	2.250
ES721	4.0	6.6	0.002	2.250
ES722	4.0	6.5	0.001	2.250
ES723	4.0	6.4	0.003	2.250
ES724	4.0	6.8	0.009	2.250
ES725	4.0	6.5	0.003	2.250

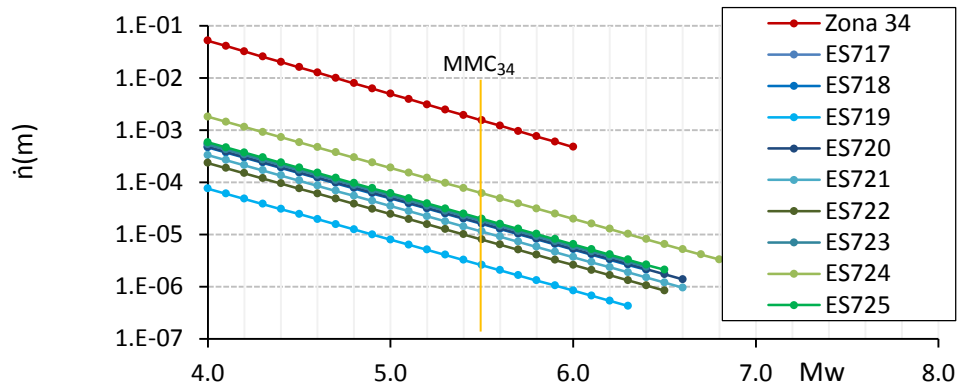


Figura 5.11. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 34. MMC_{34} : magnitud máxima de completitud de la región.

Región 35. En la Tabla 5.20 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos en la zona 35 y en las fallas y segmentos de falla incluidos en la región y en la Figura 5.12 se representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Tabla 5.20. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 35

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}$	β
Zona 34	4.0	6.0	0.223	2.242
ES637	4.0	6.5	0.006	2.186
ES638	4.0	6.4	0.003	2.186
ES639	4.0	6.0	0.002	2.186
ES640	4.0	6.1	0.004	2.186
ES641	4.0	6.5	0.027	2.186
ES643	4.0	6.2	0.003	2.186
ES644	4.0	6.3	0.004	2.186
ES646	4.0	6.6	0.025	2.186
ES648	4.0	6.2	0.003	2.186
ES650	4.0	6.1	0.002	2.186
ES651	4.0	6.6	0.010	2.186
ES653	4.0	6.6	0.025	2.186
ES655	4.0	6.2	0.003	2.186
ES656	4.0	6.7	0.015	2.186
ES658	4.0	6.8	0.034	2.186
ES660	4.0	6.4	0.009	2.186
ES662	4.0	6.4	0.011	2.186
ES663	4.0	6.5	0.004	2.186
ES664	4.0	6.5	0.019	2.186
ES666	4.0	6.5	0.020	2.186
ES668	4.0	6.3	0.002	2.186
ES669	4.0	6.5	0.019	2.186
ES671	4.0	6.5	0.002	2.186
ES672	4.0	6.3	0.003	2.186
ES673	4.0	6.8	0.013	2.186
ES674	4.0	6.2	0.002	2.186
ES675	4.0	6.4	0.006	2.186
ES677	4.0	6.2	0.002	2.186
ES678	4.0	6.4	0.014	2.186
ES679	4.0	6.2	0.005	2.186
ES681	4.0	7.0	0.049	2.186
ES680	4.0	6.5	0.008	2.186

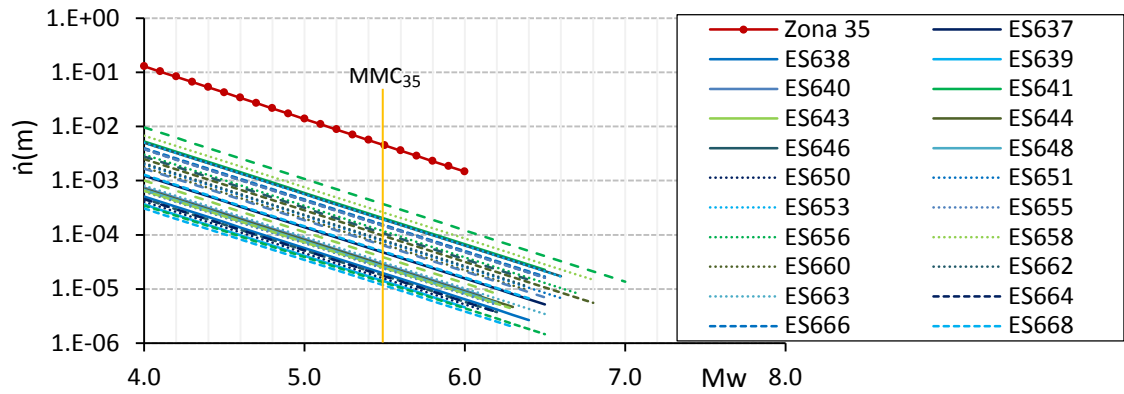


Figura 5.12. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 35. MMC_{35} : magnitud máxima de completitud de la región.

Región 36. En la Tabla 5.21 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos en la zona 36 y en las fallas y segmentos de falla incluidos en la región y en la Figura 5.13 se representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Tabla 5.21. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 36

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}$	β
Zona 36	4.0	5.9	0.060	2.400
ES686	4.0	7.0	0.060	2.330
ES695	4.0	6.6	0.014	2.330
ES699	4.0	6.1	0.002	2.330
ES705	4.0	0.0	0.000	2.330
ES736	4.0	6.4	0.001	2.330
ES738	4.0	6.0	0.003	2.330
ES739	4.0	6.3	0.001	2.330
ES740	4.0	6.2	0.002	2.330

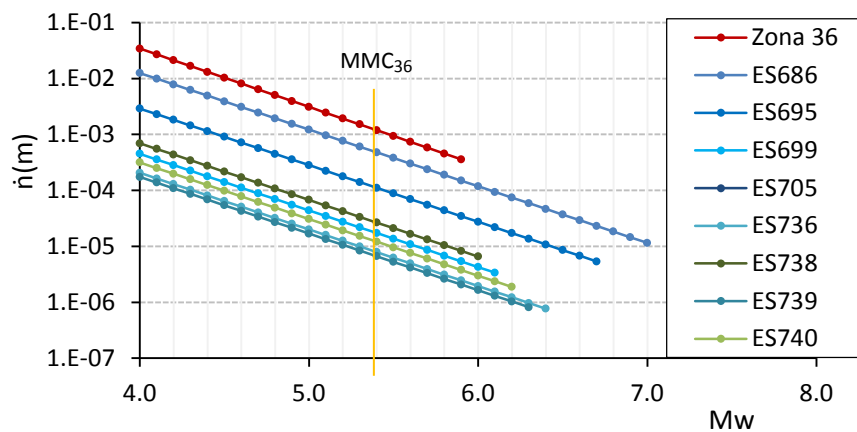


Figura 5.13. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 36. MMC_{36} : magnitud máxima de completitud de la región.

Región 37. En la Tabla 5.22 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos en la zona 37 y en las fallas y segmentos de falla incluidos en la región y en la Figura 5.14 se representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Tabla 5.22. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 37

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}$	β
Zona 34	4.0	6.0	0.315	1.917
ES601	4.0	7.0	0.009	1.900
ES602	4.0	7.1	0.011	1.900
ES603	4.0	6.9	0.007	1.900
ES604	4.0	7.0	0.006	1.900
ES605	4.0	7.0	0.001	1.900
ES606	4.0	6.9	0.001	1.900
ES607	4.0	6.7	0.003	1.900
ES682	4.0	6.7	0.008	1.900
ES684	4.0	6.6	0.001	1.900
ES716	4.0	6.6	0.001	1.900
ES729	4.0	7.1	0.004	1.900
ES733	4.0	6.7	0.005	1.900
ES631	4.0	6.4	0.003	1.900
ES632	4.0	6.1	0.008	1.900
ES629	4.0	6.9	0.005	1.900
ES627	4.0	6.8	0.019	1.900
ES626	4.0	6.9	0.038	1.900

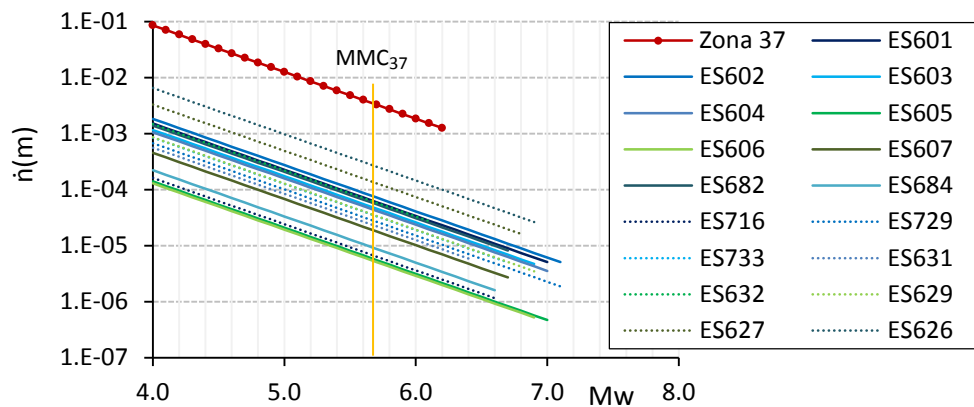


Figura 5.14. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 37. MMC_{37} : magnitud máxima de completitud de la región.

Región 38. En la Tabla 5.23 presentan los parámetros de cálculo obtenidos en la zona 38 y en las fallas y segmentos de falla incluidos en la región y en la Figura 5.15 se representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Tabla 5.23. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 38

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}(Mmin)$	B
Zona 34	4.0	5.9	0.213	2.240
ES625	4.0	6.8	0.004	2.180
ES635	4.0	6.4	0.002	2.180
ES636	4.0	6.4	0.003	2.180
ES611	4.0	7.1	0.009	2.180
ME015	4.0	7.0	0.005	2.180
ES630	4.0	7.3	0.310	2.180
ES609	4.0	7.0	0.005	2.180

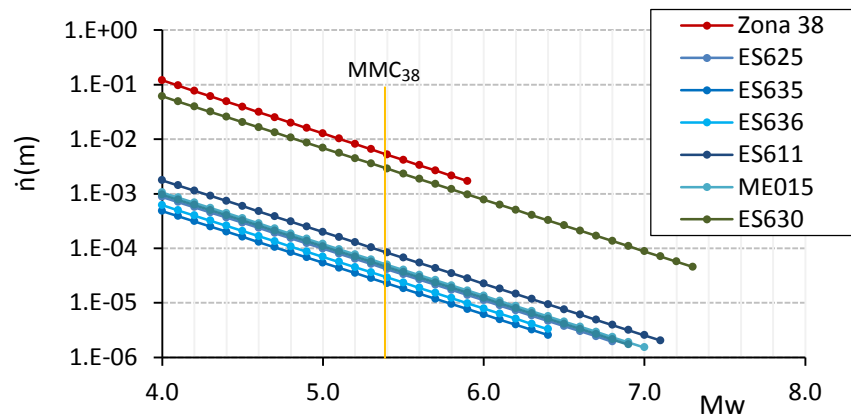


Figura 5.15. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 38. MMC_{38} : magnitud máxima de completitud de la región.

Región 39

En la Tabla 5.24 se presentan los parámetros de cálculo obtenidos en la zona 39 y en las fallas y segmentos de falla incluidos en la región y en la Figura 5.16 se representan los correspondientes modelos de recurrencia.

Tabla 5.24. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 39

Fuente	Mmin	Mmax	$\dot{N}$	B
Zona 34	4.0	5.9	0.208	1.750
ES612	4.0	6.6	0.002	1.820
ES613	4.0	6.8	0.003	1.820
ES614	4.0	7.0	0.004	1.820
ES610	4.0	6.8	0.003	1.820
ES615	4.0	7.0	0.037	1.820
ES616	4.0	6.7	0.004	1.820
ES617	4.0	7.0	0.020	1.820
ES618	4.0	6.6	0.014	1.820
ES619	4.0	6.6	0.009	1.820
ES620	4.0	6.5	0.004	1.820
ME021	4.0	7.0	0.008	1.820

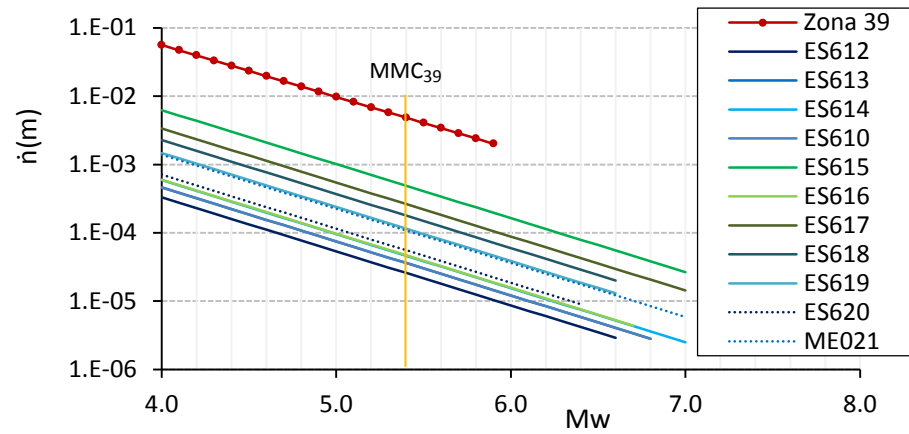


Figura 5.16. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 39. MMC_{39} : magnitud máxima de completitud de la región.

En la Figura 5.17 se muestra un mapa con la tasa de sismicidad de las fuentes por hectárea, es decir, la tasa acumulada normalizada por el área.

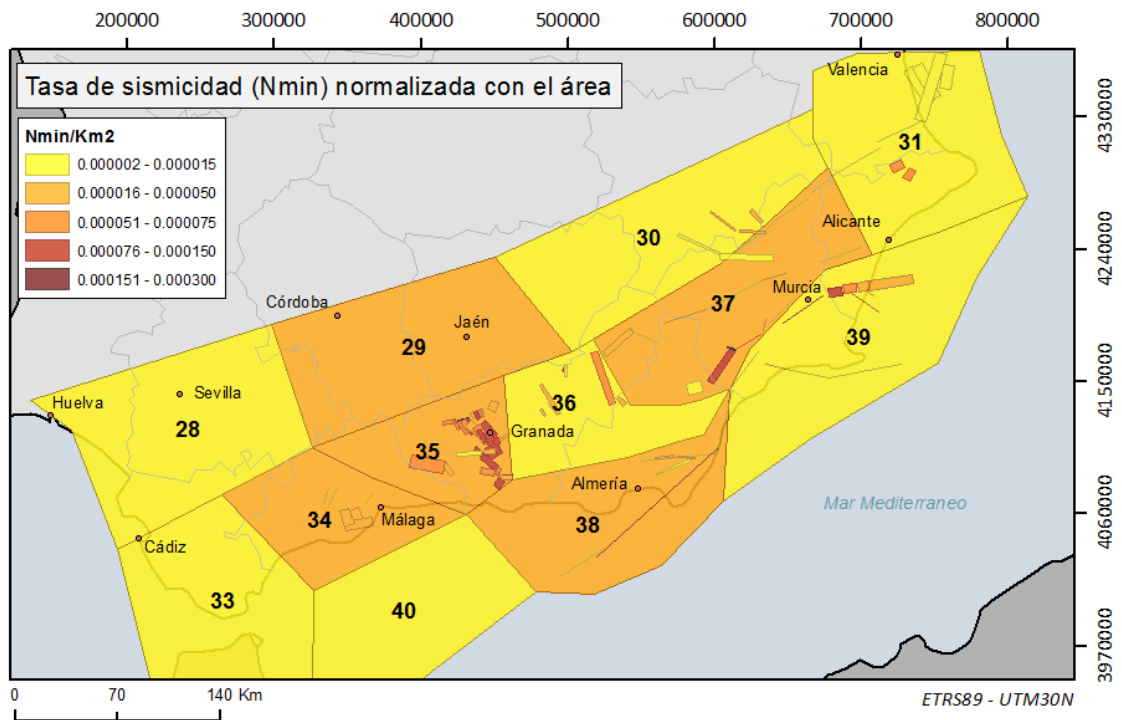


Figura 5.17. Mapa con las tasas de sismicidad de magnitud igual o superior a M_{min} por kilómetro cuadrado en las fuentes sísmicas de la MHP

5.2 MÉTODOLÓGÍA CLÁSICA ZONIFICADA (MCZ)

Cuando se utiliza un método zonificado en el cálculo de peligrosidad, la sismicidad de cada zona se debe caracterizar por un modelo de recurrencia basado en la sismicidad catalogada en su interior. En este caso, se utilizará el modelo de recurrencia de GR modificado, ajustando la recta a la distribución en magnitud de sismos de la zona (Figura 5.18).

El ajuste de la recta de GR a la sismicidad se hará por medio del método de máxima verosimilitud (Aki 1965; Bender 1983). Esta técnica tiene mayor solidez que la de mínimos cuadrados y se acerca más al valor real de β cuando el número de sismos grandes es variable (Sha y Bolt 1982). Éste método maximiza la probabilidad de ocurrencia conjunta de una serie de variables aleatorias independientes. Existen diferentes métodos para estimar los parámetros de sismicidad mediante la técnica de máxima verosimilitud. De todos ellos, este estudio ha utilizado el método de Weichert (1980), que permite tener en cuenta diferentes periodos de completitud dependiendo de la magnitud y llegar a obtener, mediante un proceso iterativo, una buena aproximación del parámetro β y de su incertidumbre.

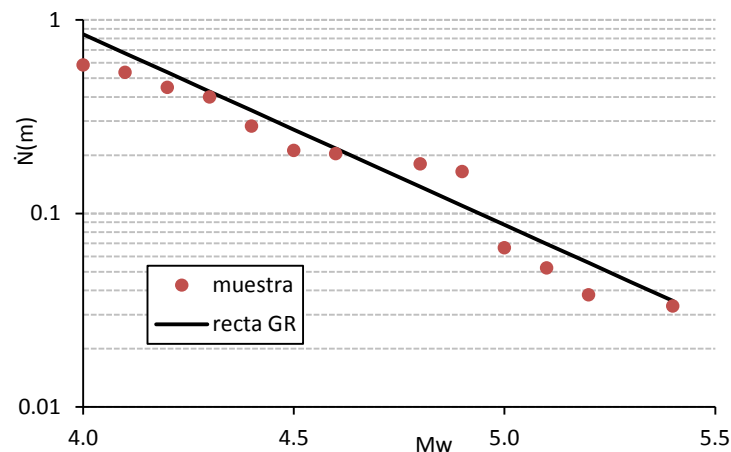


Figura 5.18. Ejemplo de ajuste de la recta de GR a la sismicidad de una zona con el método de ajuste de Máxima verosimilitud.

Cada zona representará una fuente sísmica independiente. Como parámetros característicos de la sismicidad de cada zona se emplearán el parámetro β y la tasa de actividad $\dot{N}(Mmin)$ o número de sismos por unidad de tiempo que superan la magnitud mínima de referencia considerada, en nuestro caso $Mmin=4.0$. El ajuste se realiza entre esa magnitud mínima y la magnitud máxima de truncamiento ($Mmax$).

5.2.1 INCLUSIÓN DE LAS INCERTIDUMBRES DE LAS MAGNITUDES REGISTRADAS.

A la hora de ajustar el modelo de recurrencia a la sismicidad de cada zona, se tuvo en cuenta la incertidumbre asociada a las magnitudes catalogadas a través de un proceso de simulación estocástico de Montecarlo. En cada una de las simulaciones, cada registro del catálogo recibe un valor de M_w , escogido de manera aleatoria de acuerdo con la función de probabilidad asociada a la distribución triangular asumida (Figura 5.5). De este modo se construye una versión del catálogo consistente con los márgenes de incertidumbre establecidos (Tabla 5.25).

En total, se han realizado 500 catálogos por este procedimiento. Así se garantiza que la distribución de magnitud resultante para cada terremoto, obtenida a partir del conjunto de 500 simulaciones, reproduce la forma de la distribución triangular originalmente concebida para cada evento.

Tabla 5.25. Procesos de Montecarlo para obtener los parámetros de sismicidad considerando la incertidumbre de la magnitud.

Catálogo de proyecto	Catálogos sintéticos	Catálogos por zonas	Parámetros por zonas	Parámetros finales
Catálogo	Catálogo 1	Catálogo 1 Zona 28 Zona 29 ... Zona 55	Parámetros 1 Zona 28: $\dot{N}(M_{min})_{28}, \beta_{28}, \sigma\beta_{28}$ Zona 29: $\dot{N}(M_{min})_{29}, \beta_{29}, \sigma\beta_{29}$... Zona 55: $\dot{N}(M_{min})_{40}, \beta_{40}, \sigma\beta_{40}$	Parámetro Zona 28: $\dot{N}(M_{min})_{28}, \beta_{28}, \sigma\beta_{28}$ Zona 29: $\dot{N}(M_{min})_{29}, \beta_{29}, \sigma\beta_{29}$... Zona 55: $\dot{N}(M_{min})_{40}, \beta_{40}, \sigma\beta_{40}$
	Catálogo 2	Catálogo 2 Zona 28 Zona 29 ... Zona 55	Parámetros 2 Zona 28: $\dot{N}(M_{min})_{28}, \beta_{28}, \sigma\beta_{28}$ Zona 29: $\dot{N}(M_{min})_{29}, \beta_{29}, \sigma\beta_{29}$... Zona 55: $\dot{N}(M_{min})_{40}, \beta_{40}, \sigma\beta_{40}$	
	Catálogo 3	Catálogo 3 Zona 28 Zona 29 ... Zona 55	Parámetros 3 Zona 28: $\dot{N}(M_{min})_{28}, \beta_{28}, \sigma\beta_{28}$ Zona 29: $\dot{N}(M_{min})_{29}, \beta_{29}, \sigma\beta_{29}$... Zona 55: $\dot{N}(M_{min})_{40}, \beta_{40}, \sigma\beta_{40}$	
	.	.	.	
	.	.	.	
	Catálogo N	Catálogo N Zona 28 Zona 29 ... Zona 55	Parámetros N Zona 28: $\dot{N}(M_{min})_{28}, \beta_{28}, \sigma\beta_{28}$ Zona 29: $\dot{N}(M_{min})_{29}, \beta_{29}, \sigma\beta_{29}$... Zona 55: $\dot{N}(M_{min})_{40}, \beta_{40}, \sigma\beta_{40}$	

En la Figura 5.19 se muestra un ejemplo de diferentes rectas de GR obtenidas para una misma zona con varios catálogos sintéticos.

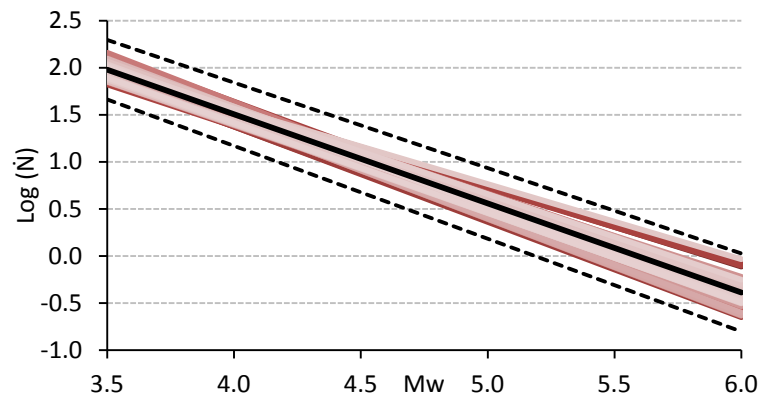


Figura 5.19. Ejemplo de un ajuste aplicando simulaciones de Montecarlo en una zona para obtener la recta de GR. Las líneas de colores representan los distintos ajustes obtenidos a partir de 100 simulaciones de Montecarlo. La línea negra continua representa la recta media de los ajustes, las líneas negras discontinuas la media $\pm$ una desviación estándar.

5.2.2 ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD MÁXIMA ESPERADA EN CADA ZONA

La magnitud máxima esperada en cada zona no se ha considerado como un valor único, sino que se ha tenido en cuenta su incertidumbre por medio de una distribución normal con media la magnitud máxima media MM_{med} y desviación estándar σ_{MM} . La distribución se ha truncado con un valor mínimo MM_{min} y un valor máximo MM_{max} (Figura 5.20).

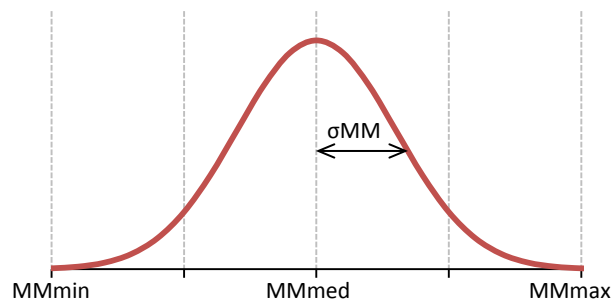


Figura 5.20. Función de distribución normal de las magnitudes máximas esperadas en cada zona. Los límites de truncamiento no tienen por qué ser simétricos.

Para estimar esta distribución de magnitudes máximas, se han tomado como datos de partida la magnitud máxima de las fallas y segmentos de fallas activas contenidas en cada zona. En los casos donde las zonas no tenían catalogadas fallas en su interior, la magnitud máxima ha sido establecida partiendo de la máxima observada en el catálogo sísmico junto con la incertidumbre de dicha magnitud en cada caso.

Todas las distribuciones normales de magnitud máxima han sido después analizadas desde un punto de vista de experto y en algunos casos, la magnitud máxima de truncamiento ha sido disminuida, por considerar el valor asignado con el procedimiento descrito, excesivamente exagerado, por encima de las estimaciones más conservadoras.

Dependiendo de la información que se tenía en cada zona, se ha procedido de tres formas diferentes, como se describe a continuación.

1. Zonas cuya magnitud máxima ha sido asignada a partir de la tectónica

Estas son las zonas donde se conocen suficientes fallas activas como para desarrollar una función de distribución gaussiana con las magnitudes máximas esperadas en ellas.

La función de distribución normal (Figura 5.21) se ha construido identificando:

- Magnitud máxima mínima: Magnitud máxima observada en el catálogo *MMO*
- Magnitud máxima máxima: Magnitud máxima esperada a partir de las fallas activas de la zona *MMG*
- Magnitud máxima media: Magnitud media entre las máximas estimadas a partir de las fallas activas de la zona *MMmG*.
- Desviación estándar: Desviación estándar de las magnitudes a partir de las fallas activas de la zona σG .

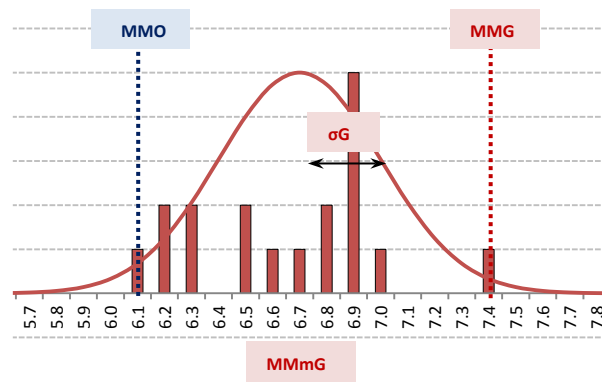


Figura 5.21. Ejemplo de función de distribución de la magnitud máxima esperada en una zona cuya magnitud máxima ha sido asignada con la tectónica de la misma (Zona 55 de la zonificación de GM12).

2. Zonas cuya magnitud máxima ha sido asignada a partir de la sismicidad

Son zonas en las que no se dispone de fallas activas o bien las magnitudes máximas extraídas a partir de las fallas son inferiores a las registradas en el catálogo. Para crear la función de distribución de magnitudes se ha considerado la magnitud máxima observada en el catálogo y la incertidumbre asociada a ella.

En este caso, la función de distribución se asumirá simétrica entre la magnitud máxima observada en el catálogo *MMO* y esa magnitud más su incertidumbre asociada $MMO + \sigma Mobs$.

- Magnitud máxima mínima: Magnitud máxima observada en el catálogo *MMO*.
- Magnitud máxima máxima: Magnitud máxima observada más su incertidumbre $MMO + \sigma Mobs$.
- Magnitud máxima media: Magnitud máxima observada más la mitad de la incertidumbre asociada a ella $MMO + \sigma Mobs / 2$.
- Desviación estándar: Mitad de la incertidumbre de la magnitud máxima observada $\sigma Mobs / 2$.

3. Zonas cuya magnitud máxima ha sido asignada combinando la sismicidad y la tectónica

Son aquellas zonas en las que se tiene alguna información de fallas activas en su interior, pero no suficiente como para desarrollar una función de distribución de magnitudes. En estos casos, la distribución se ha estimado con información de esas fallas complementada con el catálogo sísmico.

- Magnitud máxima mínima: Magnitud máxima observada en el catálogo *MMO*.
- Magnitud máxima máxima: Magnitud máxima esperada por geología, es decir las fallas de la zona *MMG*.
- Magnitud máxima media: Magnitud máxima observada más la mitad de la incertidumbre asociada a ella $MMO + \sigma_{Mobs}/2$.
- Desviación estándar: Mitad de la incertidumbre de la magnitud máxima observada $\sigma_{Mobs}/2$.

5.2.3 PARÁMETROS DE SISMICIDAD DE LAS ZONAS

La zonificación de GM12 se caracteriza por contener fuentes sísmicas independientes, cuyos parámetros de sismicidad (tasa y beta) se obtienen ajustando la recta de GR exclusivamente a la sismicidad contenida en su interior. Eso significa que ninguna zona comparte parámetros de sismicidad con otras adyacentes. Son fuentes sísmicas independientes y la alta o baja sismicidad de la vecindad no altera los parámetros de la zona.

Para implementar esta zonificación, el primer paso será identificar qué sismos tienen su epicentro cada zona, para lo que se explotará el catálogo en función de esta zonificación (Figura 5.22).

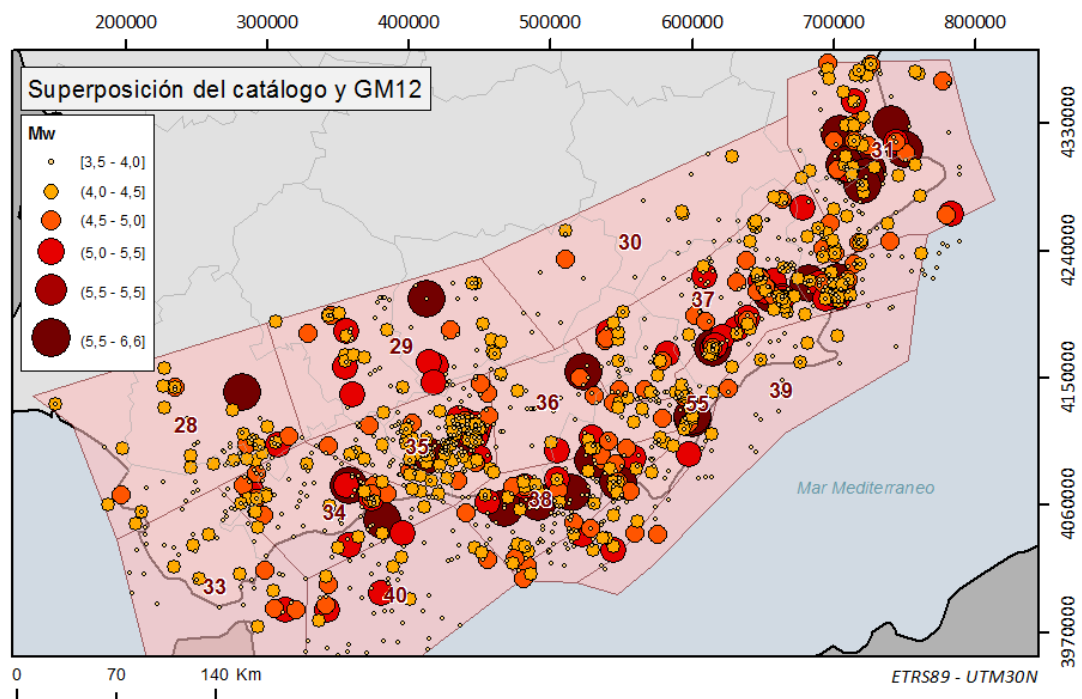


Figura 5.22. Zonificación de GM12 y epicentros de los sismos contenidos catálogo de la región, para $M_w > 3.5$.

A continuación se ajustará el modelo de recurrencia GR modificado a esa sismicidad por el método de máxima verosimilitud y se aplicará el proceso de Montecarlo para incorporar la incertidumbre de las magnitudes catalogadas. Los parámetros de cálculo obtenidos se presentan en la Tabla 5.26.

Tabla 5.26. Parámetros de sismicidad de las zonas GM12. Se muestran la tasa y la beta de la ley de Gutenberg-Richter promedio de los catálogos simulados y la función de distribución de la magnitud máxima con sus límites de truncamiento.

ZONA	$\dot{N}(4.0)$	β	$\Sigma\beta$	MM media	σ MM	MM min	MM max
28	0.192	2.755	0.278	6.7	0.2	6.3	6.9
29	0.184	2.494	0.272	6.6	0.4	6.2	6.9
30	0.074	2.273	0.884	5.0	0.4	4.6	6.3
31	0.237	1.821	0.181	6.6	0.4	6.5	7.1
33	0.084	2.103	0.528	5.8	0.4	5.4	6.4
34	0.188	2.360	0.249	6.6	0.3	6.3	7.0
35	0.531	2.529	0.151	6.8	0.3	6.5	7.1
36	0.141	2.405	0.302	6.6	0.4	6.2	7.0
37	0.381	2.297	0.225	6.8	0.2	5.4	7.0
38	0.324	2.305	0.179	6.7	0.2	6.5	6.9
39	0.079	2.932	0.693	6.7	0.1	4.9	6.9
40	0.132	2.210	0.299	6.5	0.3	6.0	6.8
55	0.528	2.035	0.126	6.7	0.3	6.6	7.4

En la Figura 5.23 se muestran los modelos de recurrencia de las zonas que se incluirán en el cálculo, representados hasta la magnitud máxima observada en el mismo.

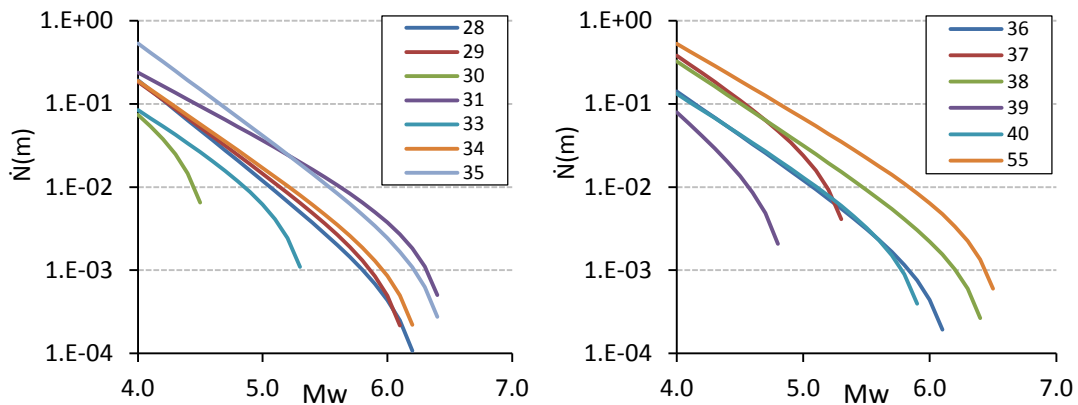


Figura 5.23. Modelos de recurrencia de las zonas GM12 obtenidos por ajuste de la sismicidad a una ley Gutenberg-Richter zonificada.

En la Figura 5.24 se muestra un mapa con las tasas acumuladas de sismicidad por kilómetro cuadrado de las zonas sismogénicas, tal y como se hizo con el método híbrido.

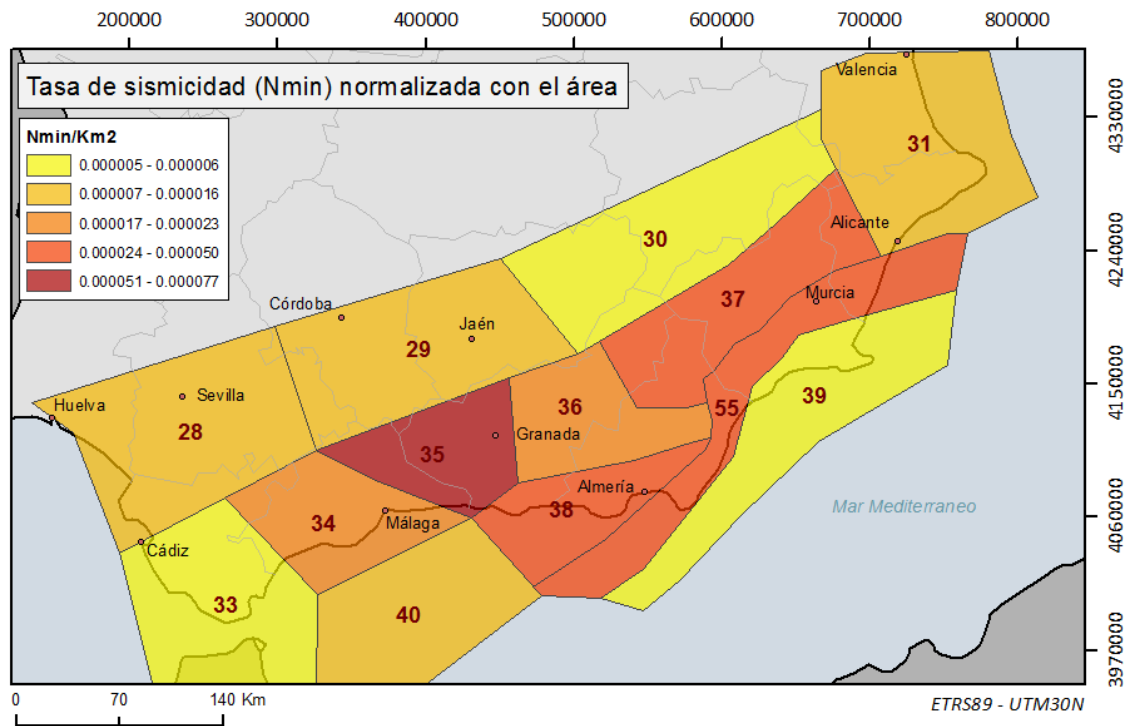


Figura 5.24. Mapa con las tasas de sismicidad de magnitud igual o superior a M_{min} por kilómetro cuadrado en las fuentes sísmicas de la MCZ

Capítulo 6

ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.1 ASIGNACIÓN DE MODELOS DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO FUERTE

6.1.1 INTRODUCCIÓN

Una vez definido el modelo de fuentes sísmicas para el cálculo de la peligrosidad (en este caso con la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada), el siguiente paso será definir el modelo de movimiento fuerte a considerar en el cálculo, también denominado ley de atenuación o ecuación de predicción del movimiento fuerte (GMPE, *Ground Motion Prediction Equation*).

El GMPE es un factor determinante en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Se utiliza para estimar el movimiento del suelo en un emplazamiento dado a partir de la magnitud del terremoto, la distancia fuente-emplazamiento y otras variables como son el mecanismo focal, el tipo de suelo en el emplazamiento, etc. En este caso, se considerarán modelos de predicción de las aceleraciones pico (PGA) y espectrales (SA(T)).

Existen dos métodos fundamentales para obtener un modelo de movimiento fuerte: el empírico y el analítico. El primero, se basa en el ajuste por regresión de una forma funcional a unos datos observados, normalmente obtenidos de registros acelerométricos, con unos ciertos requisitos matemáticos que dan cuenta de la bondad del ajuste. El segundo, parte de un modelo físico-teórico de generación y propagación de la energía sísmica que se calibra con datos sísmicos registrados, esencialmente acelerogramas. En ambos casos, se precisa contar con una base de datos de movimiento fuerte suficientemente amplia para que los modelos tengan una validación estadística.

En la literatura, se pueden encontrar modelos de los dos tipos, pero lo más usual es el desarrollo y uso de modelos empíricos. Estos modelos, suelen ser clasificados atendiendo al régimen tectónico de la zona a estudiar, distinguiendo entre modelos de subducción (superficial y profunda), cortical y zonas volcánicas. Las características tectónicas del sureste de España impulsan a usar modelos de régimen cortical.

Atendiendo a las características de los terremotos y de los registros acelerométricos que se emplean para desarrollar el modelo, también podemos hacer diferentes clasificaciones de los mismos. Según la diversidad geográfica de los datos se puede distinguir entre modelos locales, regionales y globales. Estos últimos se refieren a modelos desarrollados con grandes bases de datos de diferentes zonas del mundo de moderada y alta sismicidad. La tendencia general a

este respecto es el uso, cada vez mayor, de grandes bases de datos que generen modelos globales de amplia aplicación.

Las mismas características de las bases de datos empleadas para desarrollar los modelos, son también condicionantes para su uso. De este modo, si la base de datos utilizada para el desarrollo del modelo engloba registros correspondientes a unos rangos de magnitud y de distancia fuente-emplazamiento determinados, no se recomienda la extrapolación de dichos modelos fuera de esos rangos. Esta condición, que a priori puede no parecer relevante, es muy importante cuando se quieren utilizar modelos de predicción en zonas de potencial sísmico menor al de las zonas para las que fueron desarrollados, siendo poco frecuente encontrar modelos de predicción para sismicidad baja (M_w 3.0 – 5.0).

Los modelos de movimiento fuerte que se han desarrollado en el sureste de la Península, debido a las limitaciones de la base de datos, son modelos muy sencillos y de estrecho rango de magnitud. Algunos de estos modelos, desarrollados con datos españoles o de la cuenca del Mediterráneo, son los publicados en Cabañas et al. (1999), Tapia (2006), Mezcua et al. (2008) y Ruiz et al. (2012). La base de datos acelerométricos del IGN contiene pocos datos correspondientes a distancias cortas (inferiores a 10 km) y a altas magnitudes (sobre todo superiores a 5.0), por lo tanto, los modelos anteriores también tienen estas limitaciones en su aplicabilidad.

Sin embargo, una de las ventajas que presenta la modelización de las fallas como fuentes sísmicas independientes, es poder definir cada fuente con un número mayor de parámetros que los empleados hasta ahora con las fuentes *tipo área o malla*. Los modelos de fuente *tipo falla* pueden incorporar parámetros como el mecanismo focal o el ángulo de buzamiento, o bien definir la distancia fuente-emplazamiento a través de distintas medidas como la distancia al plano de ruptura R_{rup} , la distancia a la proyección del plano de ruptura en superficie R_{jb} y la distancia a la proyección en superficie de la traza más superficial del plano de ruptura R_x . En este sentido, es importante que los modelos de predicción seleccionados, contemplen estos tipos de distancia.

La evolución de los modelos que se han ido publicando en las últimas décadas refleja el aumento de la calidad y cantidad de registros de las bases de datos acelerométricas. Hace 20 años, los modelos eran muy simples, tanto en su forma funcional como en sus variables (magnitud y distancia), incluyendo en muchos casos una clasificación simple del tipo de suelo del emplazamiento (Ambraseys et al. 1996; Sabeta y Pugliese 1996; Berge-Thierry et al. 2003). En la última década, se ha empezado a incorporar el mecanismo focal como variable de cálculo, entre otras variables (Ambraseys et al. 2005; Akkar y Bommer 2010; Bindi et al. 2011).

La tendencia actual en el desarrollo de modelos de movimiento es el empleo de bases de datos cada vez mayores, que permitan el desarrollo de modelos con un gran número de variables a la hora de definir la fuente sísmica y las características del emplazamiento. El ejemplo más claro se puede observar en los modelos de la NGA (*Next Generation Attenuation models*) en su primera versión en 2008 y la segunda versión publicada en 2013. Son estos modelos, los que cumplen con las características que se requieren a la hora de incorporar las fallas en el cálculo de peligrosidad.

6.1.2 MODELOS DE LA NGA (*NEXT GENERATION ATTENUATION MODELS*).

Estos modelos surgen de una iniciativa llevada a cabo en EEUU, en la que se entregó a cinco equipos de investigadores una amplia base de datos de movimiento fuerte, en un régimen tectónico de corteza superficial activa, y cada grupo desarrolló un modelo de predicción de movimiento (Power et al. 2008).

Ha habido dos iniciativas consecutivas. La primera, culminada en 2008, partía de una base de datos que constaba de un total de 173 terremotos (3551 registros) pertenecientes a zonas de corteza superficial activa de todo el mundo, siendo una gran parte de éstos (excepto los de magnitudes mayores que 7.0) correspondientes a terremotos de California. Los modelos fueron publicados en Abrahamson y Silva 2008 (AS08), Boore y Atkinson 2008 (BA08), Campbell y Bozorgnia 2008 (CB08), Chiou y Youngs 2008 (CY08) e Idriss 2008 (IO8). Las principales novedades que presentaron eran: 1) incorporar el efecto de suelo a través del valor de V_{s30} y no de una categoría genérica, 2) incluir efectos de suelo no lineales dependientes de la profundidad de un determinado horizonte de velocidades, 3) incorporar en algunos casos el efecto de levantamiento del bloque superior o inferior de una falla (*hanging-wall effect*) y 4) emplear en cualquier caso un modelo detallado de incertidumbre.

El uso de estos modelos por la comunidad científica ha sido muy amplio en estos años. Se pueden encontrar algunas publicaciones donde se analiza su aplicación en Europa (Campbell y Bozorgnia 2006; Stanfford et al. 2008) y modificaciones a los propios modelos (Chiou et al. 2010; Atkinson y Boore 2010). Uno de los inconvenientes que se ha planteado durante este tiempo, es la limitación impuesta por los rangos de magnitud cubiertos por estos modelos, en la mayoría los casos magnitudes mayores o iguales a 5.0. Esta particularidad es un severo limitante para su uso en zonas de moderada y baja sismicidad, como por ejemplo el sureste de España.

En este sentido, y con el fin de mejorar estos modelos, durante el último año se ha repetido la iniciativa con una base de datos más grande, publicada en Ancheta et al. (2013).

La base de datos del proyecto NGA-West2, se ha completado, respecto a la anterior, con datos de movimiento de todo el mundo registrados después de 2003, aumentando así el número de registros. Entre los incluidos en esta BD cabe destacar los registros correspondientes a los sismos de: BAM (Irán) de $M=6.6$ en 2003, Parkfield (California) de $M=6.0$ en 2004, Wenchuan (China) de $M=7.9$ en 2008, L'Aquila (Italia) de $M=6.3$ en 2009, Alcalde-Cucupah (California y México) de $M=7.2$ en 2010, Darfield (Nueva Zelanda) de $M=7.0$ en 2010, Christchurch (Nueva Zelanda) de $M=6.2$ en 2011 y varios terremotos corticales someros de Japón bien registrados, entre otros. La amplia base de datos también incluye 21.336 registros de 600 eventos corticales superficiales con magnitud pequeña o moderada ubicados en California. La base de datos de NGA-West2 duplica el tamaño de la base de datos anterior NGA para eventos de magnitud moderada a grande ($M > 6.0$).

Esta base de datos actualizada, cubre un rango de magnitud de entre 3.0 y 7.9, y un rango de distancia a la ruptura de 0.05 a 1.533 kilómetros. La velocidad de ondas de cizalla estimada o medida en los 30 primeros metros de profundidad en los emplazamientos de registro V_{s30}

tiene un rango de 94 a 2100 m/s. Incluye procesados uniformes de series de tiempo, así como 111 ordenadas espectrales de respuesta que van desde el periodo 0.01 a 20 segundos y 11 relaciones de amortiguamiento diferentes.

Los nuevos modelos NGA-West2 han sido publicados en Abrahamson et al. 2013 (ASK13), Boore et al. 2013 (BSSA13), Campbell y Bozorgnia 2013 (CB13), Chiou y Youngs 2013 (CY13) e Idriss 2013 (I13).

A continuación se hace una breve descripción de los mismos:

BSSA13. Boore et al. 2013

Este modelo, desarrollado por Boore, Stewart, Seyhan y Atkinson, es la versión actualizada del modelo Boore y Atkinson (2008) y posteriormente modificado en Atkinson y Boore (2011).

Como ya ocurrió en la primera versión, este modelo se caracteriza por ser uno de los más sencillos de la serie, considerando como variables independientes la magnitud, la distancia R_{jb} , la V_{s30} y el mecanismo focal (normal, inverso, desgarre y desconocido). La variación más significativa de esta nueva versión, aparte de la referente a los límites de aplicación atribuidos a la base de datos, es la dependencia que existe en la desviación del modelo con las variables principales del mismo (distancia, magnitud y V_{s30}).

Los efectos de sitio incorporados al GMPE proporcionan una representación media de las condiciones locales por medio de valores específicos de V_{s30} y $Z1$ (profundidad a la que la velocidad de la onda de corte es de 1.0 km/s). La amplificación local se incorpora mediante una componente lineal, dependiente de V_{s30} y una componente no lineal, dependiente de V_{s30} y la amplificación sobre la roca de referencia (se toma como V_{s30} de referencia 760 m/s). La variable $Z1$ incorpora un ajuste en el modelo de base para considerar los efectos de la profundidad de la cuenca, siendo este parámetro opcional.

Este modelo está destinado a aplicarse en las regiones corticales tectónicamente activas. Los datos de control de las ecuaciones se derivan principalmente de California, Taiwán, Japón, China, la región mediterránea (Italia, Grecia, Turquía) y Alaska. Se ha incluido una variante regional, incorporando un coeficiente de variación para las regiones China-Turquía e Italia-Japón, permitiendo también su uso global en otras regiones corticales activas, pero sabiendo que conlleva un grado adicional de incertidumbre epistemológica.

I13. Idriss 2013

Para desarrollar el modelo, se usó una base de datos de 7120 registros de 160 terremotos, que pueden resumirse de la siguiente manera: 83 terremotos en California, 6 terremotos en Taiwan (el sismo principal Chi-Chi y 5 réplicas) y 71 terremotos de otras partes de los EE.UU. (Alaska, Idaho y Nevada), Canadá, China, Grecia, Irán, Italia, Japón, México, Nueva Zelanda y Turquía. Una de las limitaciones más importantes de este modelo es que solo se tomaron sismos de magnitud mayor a 4.5, por lo que no puede ser aplicado para magnitudes menores.

Este modelo, al igual que en la versión anterior I08, considera las variables básicas de un modelo de movimiento fuerte: magnitud, distancia *Rrup*, el valor de *Vs30* y el mecanismo focal (desgarre e inverso) y presenta también unos limitantes de aplicación en el efecto del suelo.

Para ajustar el modelo se usaron 7129 registros con valores de *Vs30* entre 100 y 2000 m/s, que fueron divididos en 3 bloques. El primero, con valores de *Vs30* = 100 a 211 m/s, constituye el grupo de “suelos blandos”. El segundo, con registros de *Vs30* = 211 a 450 m/s, está compuesto por suelos con características no lineales moderadas y fuertes, especialmente los suelos con *Vs30* < 300 m/s. El tercer bloque, compuesto por registros de *Vs30* = 450 – 2200 m/s, está atribuido a suelos cuasi-lineales, especialmente para sitios con *Vs30* > 600m/s. De estos tres bloques, el modelo solo está desarrollado para este último rango de valores (bloque 3, suelos con *Vs30* >450 m/s).

CY13. Chiou y Youngs 2013

Este modelo, al igual que el modelo CY08, presenta un alto número de variables en su forma funcional. Utiliza como variables que caracterizan la fuente sísmica la magnitud, el mecanismo de la falla, el ángulo de buzamiento *dip*, la distancia al plano de ruptura *Rrup*, la profundidad del plano de ruptura *Ztor* y el efecto de bloque levantado (*hanging-wall*). Este último, incorpora un aumento del valor del parámetro de movimiento que disminuye con el aumento del valor absoluto de distancia *Rx*.

El efecto de sitio se incorpora por medio de la *Vs30*, usando como valor de referencia en roca *Vs30* = 1130 m/s y la profundidad del sedimento (*Z1.0*), representado por la profundidad a la velocidad de la onda de corte de 1,0 km/s, como ocurría en el modelo de BSSA13. El valor de *Z1.0* se utiliza junto con *Vs30* para modelar la amplificación de movimiento en superficie por la condición del sitio.

Por último, este modelo presenta una variable más que pretende modelizar el efecto de directividad, siendo ésta una de las variantes más significativas que presenta el modelo frente a la versión anterior.

Entre las cinco parametrizaciones de la directividad publicadas en [Spudich et al. 2013], este modelo usa el parámetro de punto directo (DPP) como estimador del efecto de directividad. Las razones para la elección de este parámetro y no otro están recogidas en Chiou y Spudich, 2013. Usa un valor de DPP medio como valor de una serie de sitios ubicados a la misma distancia de la fuente. Este valor dependerá de la distancia y del tipo de ruptura y se incorpora en el cálculo por medio del parámetro ΔDPP (DPP centrado), donde el usuario puede escalar la amplitud del movimiento con respecto a la media prevista. También permite al usuario utilizar un valor promedio de directividad ($\Delta DPP = 0$).

ASK13. Abrahamson et al, 2013

Este modelo, desarrollado por Abrahamson, Silva y Kamai, es la versión actualizada del modelo AS08. Los parámetros de entrada del modelo son los mismos que en la versión anterior, con algunas excepciones: la componente no lineal del efecto de suelo se basa en el periodo de la aceleración espectral de interés en lugar de la PGA; el efecto de *hanging-wall* fuera de los

extremos de la ruptura incluye una dependencia del acimut entre la fuente y el emplazamiento y se mejora mediante restricciones con simulaciones numéricas. Se incluye una regionalización para largas distancias y valores de $Vs30$ en California, Japón, China y Taiwán. La desviación estándar se hace dependiente de la magnitud, de tal forma que las magnitudes bajas conllevan una mayor desviación.

Este modelo es muy complejo y con muchas variables de entrada. Los efectos asociados a la fuente sísmica se define con 7 parámetros: la magnitud Mw , la profundidad a la parte superior de la ruptura Z_{tor} , el mecanismo focal, un identificador de réplicas Fas , mediante la definición de dos clases dependientes de la distancia al centroide Joyner-Boore CR_{jb} (ver Wooddell and Abrahamson 2012) y dos parámetros adicionales de fuente, el buzamiento dip y la anchura del plano de ruptura W en los casos que incluyen el efecto *hanging-wall*.

La distancia viene definida por la distancia más cercana al plano de ruptura R_{rup} , pero también se incluyen cuatro medidas adicionales de distancia, (R_{jb} , R_x , R_y , R_{yo}). Estas se usan para modelar la atenuación en el efecto *hanging-wall*. De estos cuatro parámetros, hay dos nuevos, las distancias R_y (valor de R_x en el borde inferior de la ruptura) que finalmente no se usa en esta versión y R_{yo} , que se refiere a la distancia horizontal del extremo de la rotura medida.

La amplificación por efecto de sitio está clasificada con dos variables: la $Vs30$ y $Z1.0$, como ya se ha visto es los modelos de BSSA13 y CY13.

CB13. Campbell y Bozorgnia 2013

Este modelo, es la nueva versión del modelo publicado por los mismos autores en Campbell y Bozorgnia 2008. Al igual que en la versión anterior, el modelo nuevo incluye parámetros referentes a la magnitud, la atenuación geométrica, el mecanismo focal, el efecto *hanging-wall* y la respuesta lineal y no lineal del efecto de sitio. También se han añadido nuevos términos y variables, incluyendo un nuevo efecto de *hanging-wall* y las variables de profundidad hipocentro Z_{hyp} , buzamiento dip y una regionalización de la atenuación anelástica.

Las características de la fuente sísmica vienen definidas por la magnitud Mw , la profundidad a la parte superior de la ruptura Z_{tor} , el mecanismo focal, el buzamiento dip y el ancho del plano de ruptura W .

La distancia fuente-emplazamiento se define por medio de la distancia más cercana al plano de ruptura R_{rup} , la distancia R_{jb} y la distancia R_x . El efecto de sitio es incluido por medio de la $Vs30$ y la profundidad del sedimento $Z2.5$.

Este modelo y el de AS13 representan los modelos más complejos y completos de la iniciativa NGA-West2.

Resumen de modelos NGA-W2

Como se puede comprobar en las descripciones anteriores, los modelos de movimiento fuerte difieren unos de otros esencialmente en las variables incluidas en cada modelo que resultan más significativas a la hora de modelizar el movimiento. Los modelos de BSSA13 y I13 son modelos mucho más sencillos que los propuestos por ASK13, CB13 y CY13. En la Tabla 6.1 se presenta un resumen de los parámetros incluidos en cada modelo, para facilitar su comparación.

Tabla 6.1. Tabla resumen con las variables cada modelo de la NGA W2. La X significa que ese parámetro es considerado por el modelo. La X(HW) significa que ese parámetro es utilizado por el modelo para cuantificar el efecto *hanging-wall*.

		ASK13	CB13	CY13	BSSA13	I13
Parámetros de la fuente						
	Magnitud	X	X	X	X	X
	Mecanismos	X	X	X	X	X
	Buzamiento (dip)	X (HW)	X	X		
	Ancho del plano de ruptura (W)	X (HW)	X (HW)			
	Efecto <i>Hanging-wall</i> (HW)	X	X	X		
	Centroide Rjb (CRjb)	X				
	Indicador de réplica (Fas)	X				
	Profundidad del plano de ruptura (Ztor)	X	X (HW)	X		
	Profundidad del hipocentro (Zhyp)		X			
Tipo de distancias						
	Distancia Rx	X (HW)	X (HW)	X (HW)		
	Distancia Joyner-Boore (Rjb)	X (HW)	X (HW)		X	
	Distancia al plano de ruptura (Rrup)	X	X	X		X
	Distancia Ry	X (HW)				
	Distancia Ryo	X (HW)				
Efecto de sitio						
	Vs30	X	X	X	X	X
	Z1.0	X		X	X	
	Z2.5		X			
Otros efectos						
	Efecto de directividad			X		
	Regionalización de la atenuación	X	X	X	X	

6.1.3 MODELO SELECCIONADO

De los 5 modelos descritos anteriormente, no todos ellos se ajustan a las necesidades de esta aplicación. Por ejemplo, la inclusión de los planos de falla como fuentes sísmicas independientes requiere del uso de distancias al plano de ruptura R_{rup} para definir mejor dicho efecto. En caso contrario, usando la distancia R_{jb} , se pierde gran parte de la resolución en la definición de las fuentes tipo falla. Por ese motivo, se descarta el modelo BSSA13 para esta aplicación.

La magnitud mínima de cálculo establecida en la aplicación, debido a la baja sismicidad de la zona, es de 4.0, lo que hace que el modelo I13 tampoco pueda ser elegido por estar desarrollado para magnitudes iguales o superiores a 4.5.

Los otros tres modelos CY13, ASK13 y CB13 cumplen a priori con las condiciones necesarias para ser aplicados en este trabajo. Sin embargo, la falta de información que se tiene de algunos de los parámetros necesarios hace que no todos los modelos puedan implementarse en la zona de estudio de una forma completa. Por ejemplo, el efecto de directividad, referido en CY13 por medio del parámetro de punto directo (DPP), dificulta la incorporación de dicho efecto en la aplicación, ya que no se dispone de ese parámetro. En este sentido, los modelos de ASK13 y CB13, al no considerar la directividad a través de parámetros explícitos, presuponen que dicho efecto está capturado a través de la variabilidad de los datos empíricos. Esto hace que los dos modelos puedan aplicarse en la zona, aunque no se disponga de la información adicional de la directividad.

Otro parámetro no conocido en la zona de estudio es la profundidad de la cuenca sedimentaria, incorporado en los modelos por medio de los parámetros $Z1.0$ y $Z2.5$. La recomendación que se hace al respecto, ante el desconocimiento de estos parámetros, es deducirlos a través del valor de la $Vs30$ en las relaciones empíricas propuestas por Ancheta et al. (2013). Estas relaciones entre $Vs30$ y los parámetros $Z1.0$ y $Z2.5$ están regionalizadas, siendo diferentes dependiendo de la zona de aplicación, por lo que el modelo propone dos relaciones diferentes para Japón y California. A este respecto, el modelo ASK13 incorpora este efecto por medio del parámetro $\Delta Z1.0$, este representa la diferencia entre el parámetro $Z1.0$ cuantificado en la zona a aplicar y valor de $Z1.0$ de las zonas de referencia del modelo (California o Japón). Sin embargo, CB13 utiliza directamente el parámetro de $Z2.5$, pudiendo utilizarse un parámetro estimado a partir de la $Vs30$ local y una relación empírica general. Que proponen los autores.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, se decide finalmente utilizar el modelo CB13 para esta aplicación, siendo el modelo que mejor puede estimar las aceleraciones esperadas en el territorio atendiendo a las características de las fuentes y a la información disponible.

En el Anexo 5 se presenta una descripción detallada de este modelo para su mejor comprensión y aplicación en este trabajo.

6.2 ESPECIFICACIONES DEL CÁLCULO

La peligrosidad sísmica se ha estimado en términos de los siguientes parámetros de movimiento: aceleración pico (PGA) y aceleraciones espectrales SA referentes a 15 periodos estructurales $T = 0.05, 0.10, 0.15, 0.2, 0.25, 0.30, 0.40, 0.50, 0.75, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0$ y 10.0 segundos, todas ellas expresadas en g. Estas aceleraciones representarán el movimiento esperado con probabilidad de excedencia del 10, 5, 2 y 1 % en 50 años, lo que se corresponde con los periodos de retorno de 475, 975, 2475 y 4975 años respectivamente, tal como establecen la mayor parte de las normativas relacionadas con el diseño sismorresistente de estructuras convencionales, de especial importancia e infraestructuras especiales (puentes y presas).

El cálculo se efectuará en una malla de puntos compuesta por 165×85 nodos, separados en 0.05 grados de latitud y longitud, respectivamente. La malla está encuadrada en un polígono limitado por la latitud $35.50N - 39.75N$ y la longitud $7.50W - 0.75E$ (Figura 6.1), que engloba sobradamente la zona de aplicación. Los resultados de peligrosidad solo serán estimados en tierra (no en el mar) y limitados por la extensión de las zonas sismotectónicas. Debe tenerse en cuenta que las aceleraciones máximas esperadas en los límites exteriores de las zonas limítrofes pueden estar afectadas por fuentes sísmicas externas a las consideradas en este estudio. Atendiendo a este hecho, también cabe destacar la posible contribución a la peligrosidad sísmica en la zona de aplicación de las fuentes del norte de África y la región de Azores y que no serán tratadas en este estudio.

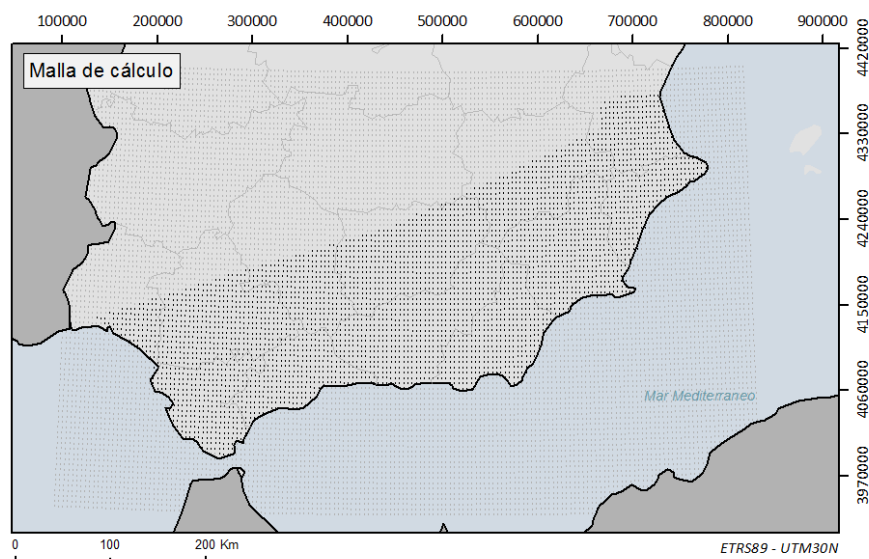


Figura 6.1. Malla en la que se realizará el cálculo de peligrosidad.

La peligrosidad sísmica se calculará obteniendo la tasa anual de excedencia para varios niveles de aceleración de los parámetros de movimiento antes mencionados, concretamente para veinte valores equiespaciados en escala logarítmica en los siguientes rangos:

- 0.02 - 2.0 g para PGA y para las ordenadas espectrales de periodo T entre 0.75 – 1.0 s
- 0.03 - 3.0 g para las ordenadas espectrales de T entre 0.05 – 0.5 s
- 0.01 - 1.0 g para ordenadas espectrales de T mayores o iguales a 2.0 s

Las aceleraciones resultantes serán estimadas en emplazamientos genéricos para suelo tipo roca o suelo duro ($V_{s30} = 760$ m/s), considerando que en dichos emplazamientos debe calcularse posteriormente el efecto local atendiendo a esta aceleración de referencia.

Se considerará la variabilidad aleatoria del modelo de movimiento fuerte hasta un máximo de 3 desviaciones estándar ($\epsilon=3$), por suponer que dicho truncamiento contempla sobradamente la aleatoriedad del movimiento asociado al modelo de predicción.

6.3 INCERTIDUMBRES ASOCIADAS A LOS RESULTADOS

El cálculo de la peligrosidad sísmica que se desarrolla lleva asociado una serie de incertidumbres que es preciso conocer, acotar y cuantificar. Teniendo en cuenta la naturaleza de las mismas, estas pueden clasificarse entre incertidumbres aleatorias y epistemológicas.

6.3.1 INCERTIDUMBRES ALEATORIAS

Estas incertidumbres están asociadas a errores en la estimación de parámetros de un determinado modelo. Se refieren a la variabilidad natural de los procesos relacionados con la generación del movimiento fuerte y la fuente sísmica y pueden reducirse aumentando la cantidad y calidad de los datos existentes para estimar con mayor precisión dichos procesos.

Esta incertidumbre se puede cuantificar adecuadamente a través de una distribución de probabilidad y puede incorporarse al propio cálculo de manera analítica o bien mediante simulaciones de Montecarlo.

En lo referente a la incertidumbre de la magnitud asociada a cada terremoto, en el Apartado **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se explicó que éste era un parámetro sujeto a una incertidumbre que dependía, esencialmente, del nivel de detección de la red sísmica en el momento de ocurrencia del terremoto. Si bien la cuantificación precisa de esta incertidumbre es un problema largo y, en algunos casos, complejo, se puede realizar una estimación plausible y satisfactoria a partir del parámetro de tamaño del registro sísmico original, en función de su fecha de ocurrencia y su localización y de la incertidumbre asociada a las correlaciones que después se emplean para homogeneizar el catálogo.

La forma de incluir esta incertidumbre en el cálculo ha sido diferente dependiendo de la metodología. Para el caso de la metodología clásica zonificada, esta incertidumbre ha sido considerada a través de un proceso de simulación estocástico de Montecarlo (Véase Apartado 5.2.1) y en el caso de la metodología propuesta en esta tesis, ha sido considerada asociando una función de distribución triangular a dicha incertidumbre a la hora de obtener la tasa de momento sísmico regional asociada a la sismicidad (Véase Apartado 5.1.3).

La incertidumbre aleatoria asociada a las magnitudes máximas de las fuentes tipo área del método zonificado clásico, como ya se explicó en el Apartado 5.2.2 de este capítulo, se ha incluido como una función de distribución normal, obtenida a partir de la información que se tiene de fallas activas en la zona y del catálogo sísmico.

La incertidumbre aleatoria asociada a la desviación σ del modelo de movimiento fuerte representa la variabilidad o dispersión de los datos que se ajustan al mismo. Esta desviación se incorpora al cálculo probabilista de forma directa en la triple integral de peligrosidad (véase Apartado 1.3.2) por medio de la variable ϵ . Este parámetro determinará el número de σ que se consideran en la predicción del movimiento y se incluye por medio de la función densidad de probabilidad $p(\epsilon)$. En este cálculo, como ya se ha mencionado, se acotará a un valor de $\epsilon = 3$.

6.3.2 INCERTIDUMBRES EPISTEMOLÓGICAS

La incertidumbre epistemológica se considera inherente a los modelos asumidos de sismicidad, zonificación, predicción del movimiento, entre otros. Está asociada a la falta de conocimiento completo sobre las leyes que rigen cada proceso y sólo podría estimarse si se conociera el modelo real. Estas incertidumbres no se pueden cuantificar por medio de una distribución y para tratarlas se recurre al formalismo del árbol lógico. Éste contiene diferentes nodos, que representan cada estado del proceso, de los que parten diferentes ramas u opciones alternativas, cada una de las cuales recibe un peso que da cuenta del grado de fiabilidad ofrecido por esa rama o alternativa.

En este caso, el árbol lógico se utilizará para implementar las variables de cálculo que contempla el modelo de predicción del movimiento elegido y que no es posible determinar en las fuentes tipo área. Esta forma de abordar el problema, según Campbell y Bozorgnia (2013), se considera el enfoque más riguroso que se puede establecer a la hora de incorporar variables desconocidas en predicciones de movimiento. En el mismo trabajo se presenta una guía sobre la selección y estimación de estas variables, basada en el trabajo publicado por Kalkan et al. (2011) para los modelos NGA en la versión de 2008.

Siguiendo estas indicaciones y atendiendo a las necesidades de esta aplicación, para el tratamiento de las fuentes tipo área se incluirá un nodo de cálculo que permita incorporar tres ramas o alternativas a los mecanismos focales asociados al modelo (mecanismos de desgarre, inverso y normal) (Figura 6.2). El bizamiento de los planos de ruptura que sugieren los autores del modelo CB13, como valores medios estándar en cada uno de los casos, será de 90° para mecanismos de desgarre y 50° para mecanismos inversos y normales. Los pesos asignados a cada rama serán los mismos.

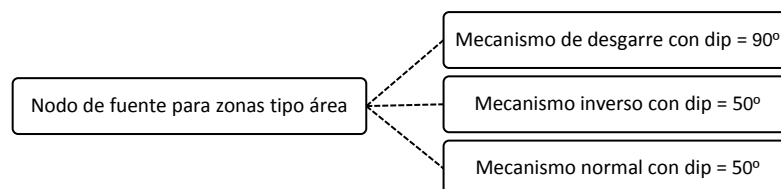


Figura 6.2. Esquema del Árbol lógico que se incluirá en el cálculo para incorporar el mecanismo e inclinación del plano de ruptura en las zonas tipo área.

En los casos de las fuentes tipo falla este nodo no será necesario, ya que la geometría de dichas fuentes definen directamente el plano de ruptura y los mecanismos de las fallas son conocidos.

6.4 PROGRAMA DE CÁLCULO

El programa que se utilizará para desarrollar el cálculo probabilista de la peligrosidad será el Software libre CRISIS2012 v5.0 (Ordaz et al. 2013). Este programa, permite implementar la metodología tradicional zonificada y la metodología híbrida propuesta en esta tesis, usando las fallas como fuentes sísmicas independientes.

6.4.1 MODELIZACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LAS FUENTES SÍSMICAS

La geometría de estas fuentes será modelizada por el programa a partir de:

- 1) polígonos en el espacio que delimitarán las zonas sismogénicas, en el caso de fuentes *tipo área*, por medio de planos horizontales (5 km de profundidad).
- 2) planos de falla, en los casos de fuentes *tipo falla*, situados a la profundidad a la que estos se encuentren.

De forma adicional, el programa permite crear planos de ruptura para los diferentes sismos que se contemplan en el cálculo probabilista, cuyo tamaño será dependiente de la magnitud del evento y del mecanismo, utilizando en esta aplicación las fórmulas propuestas por Wells y Coppersmith (1994) para los diferentes mecanismos. La inclusión de estos planos de ruptura en la estimación de la peligrosidad se hace necesaria cuando se emplean modelos de predicción que usan como medidas de distancia R_{rup} y R_{jb} , como es el caso que nos ocupa. En este caso concreto, las fuentes tipo falla tienen la particularidad de que los planos de ruptura generados en las mismas nunca sobrepasen el área de la fuente.

Este programa también permite asignar una inclinación a dicho plano de ruptura. En el caso de las zonas tipo área, estos planos serán definidos de acuerdo a las ramas del árbol lógico determinadas en el apartado anterior, realizando tres cálculos independientes por cada rama que posteriormente serán ponderados. Para el caso de las fallas no será necesario incluir dicha inclinación, ya que la propia geometría de la fuente define el buzamiento de la falla.

6.4.2 MODELIZACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE SISMICIDAD

En este caso, para las fuentes incorporadas con la metodología clásica zonificada, se utilizará la modelización dada por el programa por defecto para un modelo de recurrencia de GR modificado. Esta modelización permite incorporar la incertidumbre del parámetro β asociado

al ajuste de sismicidad y la correspondiente a la magnitud máxima. Este modelo, establece por defecto 9 rangos de magnitud entre la magnitud mínima y la máxima de la zona.

En el caso de las fuentes incorporadas con la metodología híbrida propuesta, se usará el modelo poissoniano genérico, que permite introducir los parámetros de sismicidad de la fuente a partir de las tasas simples de sismicidad en función de la magnitud, estableciendo los rangos de magnitud que se deseen. Estos modelos de fuente se incorporarán para magnitudes cada 0.1 grado. De este modo, se puede introducir el modelo de recurrencia GR modificado tal y como se ha obtenido a partir de la tasa de momento sísmico, evitando así posibles variaciones en las tasas de momento sísmico en las fuentes de cálculo finales.

6.4.3 MODELIZACIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE

El programa CRISIS2012 v5.0 permite incorporar los modelos de predicción de movimiento fuerte a partir de la programación de dichos modelos con Visual Basic, lo que facilita a su vez la incorporación de modelos con muchas variables de cálculo, como es el caso que nos ocupa. Para programar el modelo o GMPE se establece diferencia entre las variables que fija el usuario y las variables que el programa calcula de forma interna para cada combinación fuente-emplazamiento.

Las variables internas que utiliza el programa son las referentes a la geometría de la fuente (profundidad hipocentral Z_{hyp} , menor profundidad del plano de ruptura Z_{tor} , magnitud M_w y ángulo de buzamiento dip) y la distancia fuente-emplazamiento (mínima distancia al plano de ruptura R_{rup} , mínima distancia a la proyección del plano de ruptura en superficie R_{jb} y mínima distancia a la proyección en superficie de la traza más superficial del plano de ruptura R_x).

Las variables que han sido definidas para que las incluya el usuario en cada cálculo son las referentes a: el mecanismo focal (desgarre, inverso y normal), la regionalización de la atenuación anelástica para distancias mayores a 80km, la posibilidad de considerar el efecto *hanging-wall*, el valor de la velocidad V_{s30} y la profundidad $Z_{2.5}$.

6.4.4 OTROS PARÁMETROS DE CÁLCULO FIJADOS EN EL PROGRAMA

La distancia máxima de cálculo estimada en la peligrosidad ha sido fijada en 300 km, por ajustarse a las especificaciones del modelo de movimiento fuerte y ser suficiente atendiendo a las características de atenuación en el área de estudio.

El programa utiliza un método de triangulación para discretizar los distintos focos sísmicos dentro de las fuentes sismogénicas. Esta discretización establece la proporción mínima que se considerará en cada fuente atendiendo a la distancia fuente-emplazamiento y afectará sobre todo a las fuentes próximas a los emplazamientos de cálculo. En este caso se ha establecido una relación entre el radio del triángulo generado en la fuente y la distancia fuente-emplazamiento de 1/3 y una distancia mínima de la fuente de 1 km.

6.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.5.1 MAPAS DE PELIGROSIDAD REGIONAL

Los mapas de peligrosidad sísmica resultantes de esta aplicación se presentan de la Figura 6.3 a la Figura 6.10. Éstos muestran las aceleraciones pico medias esperadas para periodos de retorno de 475, 975, 2475 y 4975 años en el área de estudio obtenidos con las dos metodologías con las que se realiza el cálculo: la metodología clásica zonificada (MCZ) y la metodología híbrida propuesta en esta tesis (MHP).

Las aceleraciones PGA estimadas para el periodo de retorno de 475 años con la MCZ (Figura 6.3) muestra valores máximos en la cuenca de Granada, la cuenca del Bajo Segura y la costa Almeriense, donde se llega a 0.20 g. Los mínimos valores, por debajo de 0.06 g, se obtienen en la zona 30, que comprende parte de la provincia de Albacete y Jaén. De forma general se observa una peligrosidad homogénea en un área muy extensa de la región, fruto de la sismicidad de las zonas 35, 37, 38 y 55, que también se refleja en partes del territorio adyacentes a dichas zonas, como por ejemplo en la ciudad de Málaga y Alicante. Esta homogeneidad espacial de las aceleraciones estimadas es un resultado característico de los mapas de peligrosidad obtenidos mediante la metodología clásica zonificada debido a las grandes fuentes sísmicas utilizadas. Hay que tener en cuenta, además, que los resultados se han obtenido en suelo genérico en roca, sin incluir el efecto local, que introduciría mayor heterogeneidad espacial.

Las aceleraciones PGA estimadas para el periodo de retorno de 475 años con la MHP (Figura 6.4) muestran mayor variabilidad espacial, concentrándose los mayores valores de aceleración en las zonas próximas a las fallas y decayendo fuertemente al alejarnos de ellas. Este comportamiento refleja un claro *efecto fuente* o de *proximidad a las fuentes sísmicas*, que se traduce en valores muy altos en la proyección horizontal del plano de ruptura en superficie, es decir, en puntos situados sobre el plano de falla o muy próximos a él. Sin embargo, estas altas aceleraciones se reducen prácticamente a la mitad al alejarnos de la falla unos kilómetros (15 km aproximadamente). Las mayores aceleraciones estimadas en la zona de estudio se concentran en las proximidades de la falla de Carboneras y en la provincia de Granada, con un valor máximo de 0.38 g. En la Región de Murcia, también se estiman valores altos de aceleración en las proximidades del primer segmento de la falla de Alhama de Murcia (1/4) y la falla de La Viña, llegando a valores de 0.30 g.

En el mapa de peligrosidad obtenido con la metodología híbrida propuesta, también se aprecia el efecto en peligrosidad de otras fallas de la zona de estudio, como la falla de Venta de Zafarraya en Granada, la falla de Carrascoy en Murcia y la falla del Bajo Segura en Alicante. En menor medida que las anteriores, también cabe mencionar el efecto en la peligrosidad de la contribución las fallas de Baza en Granada, Crevillente en Murcia, Muro de Alcoy y Benasau en el norte de Alicante y el núcleo de fallas de la costa de Málaga, donde se encuentran las fallas de Mijas y Cartama entre otras.

Para periodos de retorno mayores, se aprecia la misma tendencia encontrada en la distribución de aceleraciones que para el periodo de retorno de 475 años, si bien los valores de aceleración son más altos.

En el caso de la MCZ, la peligrosidad aumenta de forma constante con el periodo de retorno en un factor medio aproximado, sobre el valor de aceleración del mapa de 475 años, de 1.4 para 975 años, 2.3 para 2475 años y 3.0 para 4975 años. Este factor representa el denominado *coeficiente de importancia* que suele ir incluido en las normativas sísmicas para variar la aceleración de cálculo en función de la importancia de la estructura. La distribución geográfica de estos factores es casi homogénea en todo el territorio, debido una vez más a las características geográficas de la metodología utilizada (MCZ). No obstante, cabe mencionar que en la zona sismogénica 30 se presenta un menor valor del factor para todos los periodos de retorno. La localización de las aceleraciones máximas varía suavemente con el aumento de los periodos de retorno, encontrando las máximas aceleraciones en Murcia y Almería para largos periodos de retorno y no en Granada, como ocurre para el periodo de retorno de 475 años.

El aumento del periodo de retorno en la aplicación desarrollada con la MHP, refleja un aumento de la peligrosidad más interesante que con la MCZ, ya que dicho aumento lleva consigo la aparición de la influencia de otras fallas en la peligrosidad (véase el mapa de la Figura 6.10 para un periodo de retorno de 4975 años). Concretamente, las fallas que se ven reflejadas en la peligrosidad para largos periodos de retorno, y que no daban importante contribución para 475 años, son la falla de Zamborino y Galera en Granada, la falla de Crevillente en el sector de Alicante, Jumilla en el sector de Valencia y las fallas de Lietor y Pozohondo en Albacete. Estas últimas, unidas al bajo potencial sísmico de la zona sismogénica en la que se encuentran (zona 30), hacen que cambie de forma importante la distribución de aceleraciones del territorio próximo para largos periodos de retorno.

El factor por el que aumenta la aceleración con el periodo de retorno varía con las proximidades de las fallas, estableciéndose un orden medio de 1.3, 2.0 y 2.5 para 975, 2475 y 4975 años, respectivamente, en las partes del territorio donde no hay fallas próximas y de 1.5, 2.5 y 3.0 para 975, 2475 y 4975 años, respectivamente, para el territorio con fallas próximas. Este aumento de peligrosidad con el periodo de retorno, es mayor en la falla de Lietor que en el resto del territorio, alcanzando un orden de 4.0 para 4975 años. Esto se debe, como ya se ha mencionado anteriormente, a la diferencia de potencial entre la fuente tipo zona (zona 30) y las fallas contenidas entre sus límites geográficos.

La distribución espacial de las aceleraciones máximas no varía con el aumento del periodo de retorno, manteniéndose el claro efecto de proximidad a las fallas, observado ya para PR475 años.

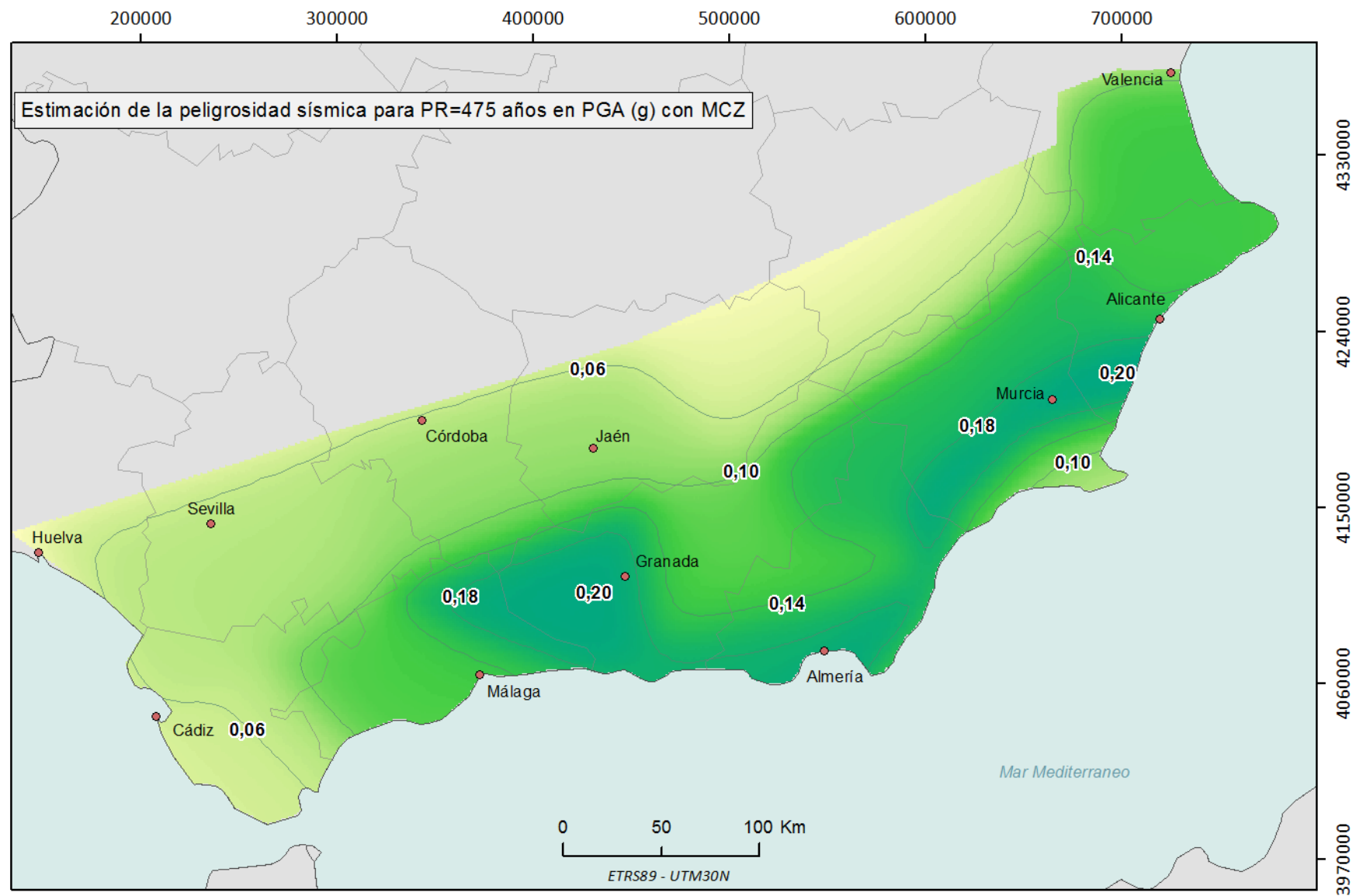


Figura 6.3. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=475 años estimada con la metodología clásica zonificada (MCZ).

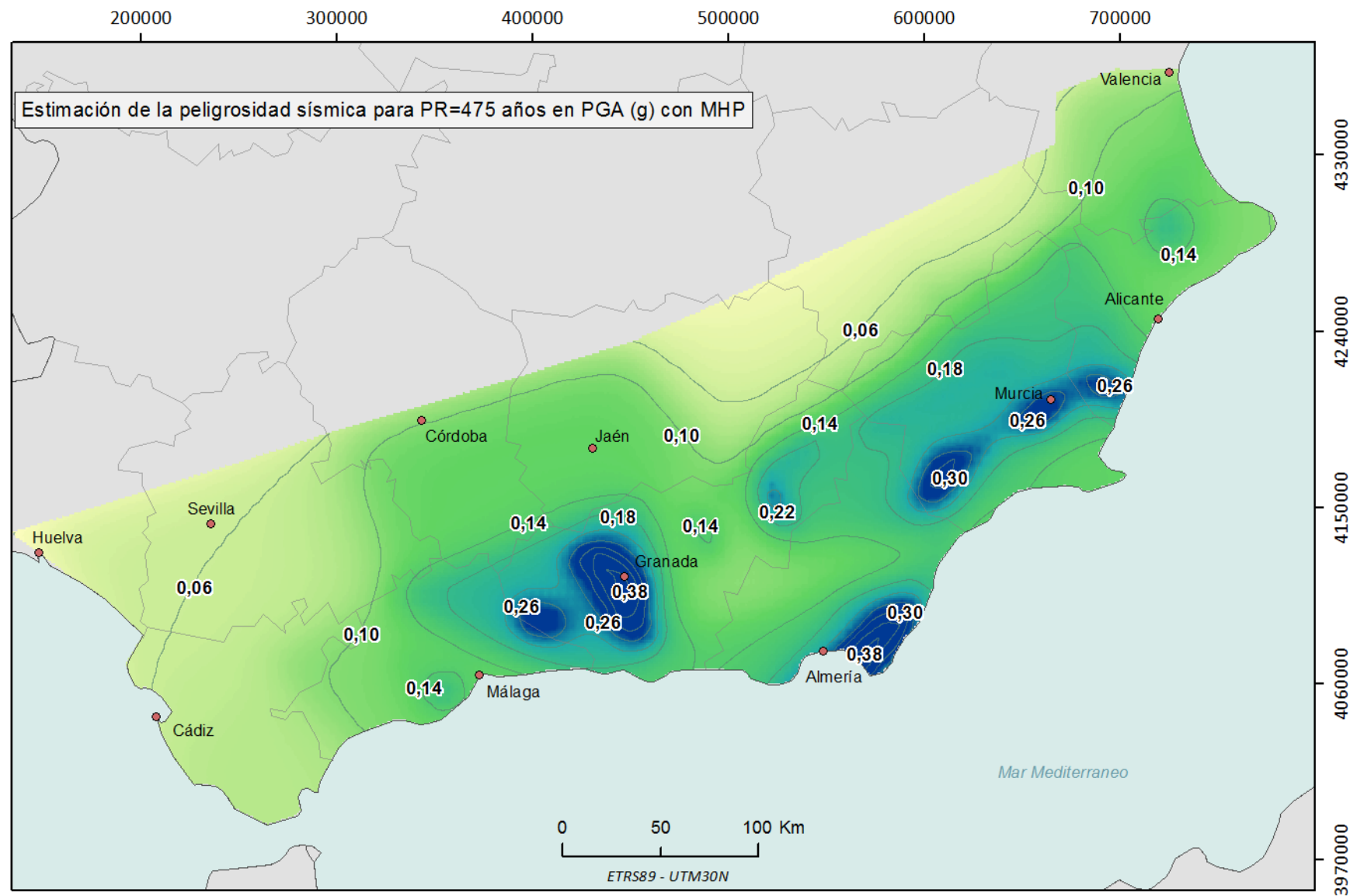


Figura 6.4. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=475 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).

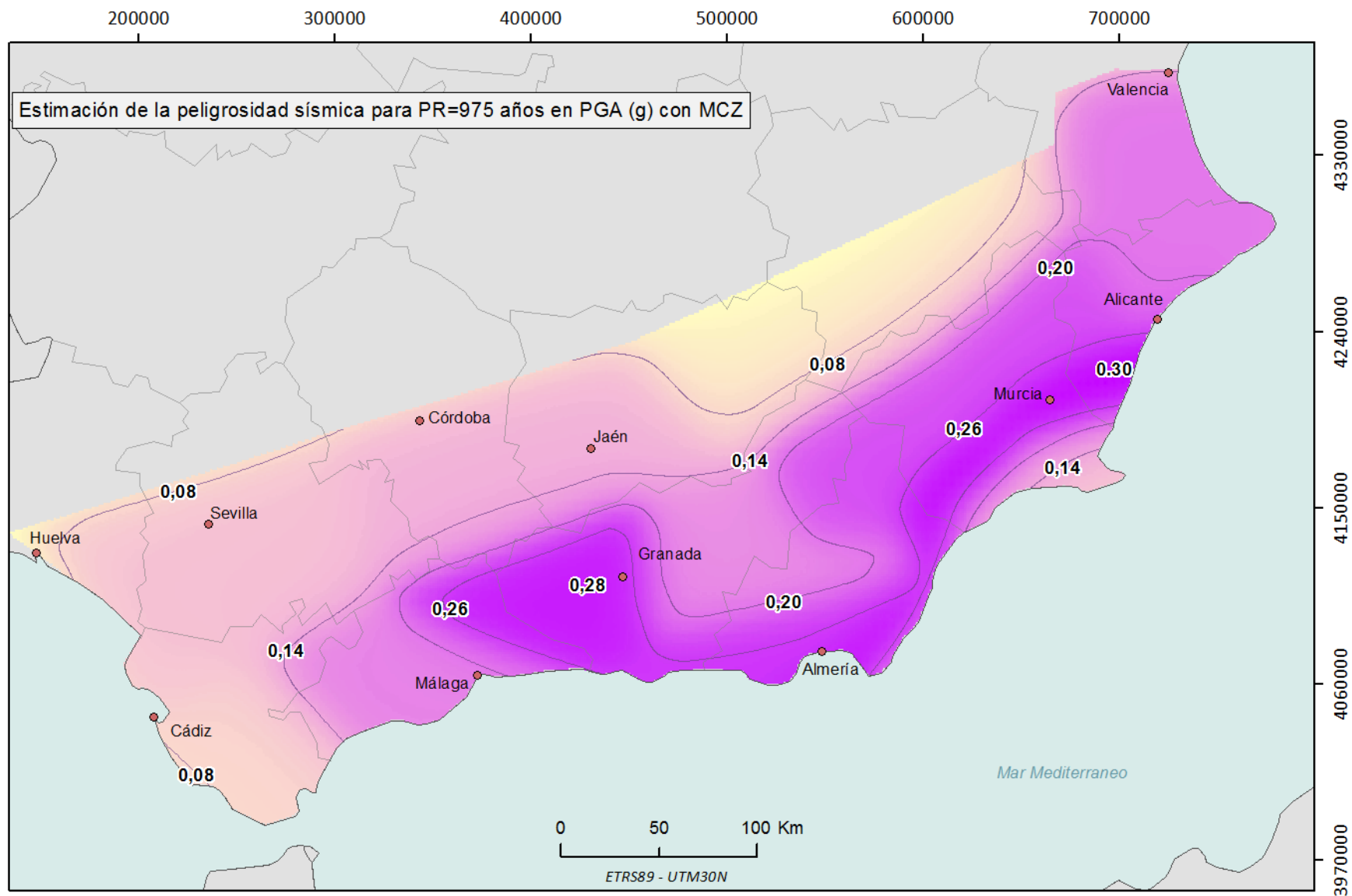


Figura 6.5. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=975 años estimada con la metodología clásica zonificada (MCZ).

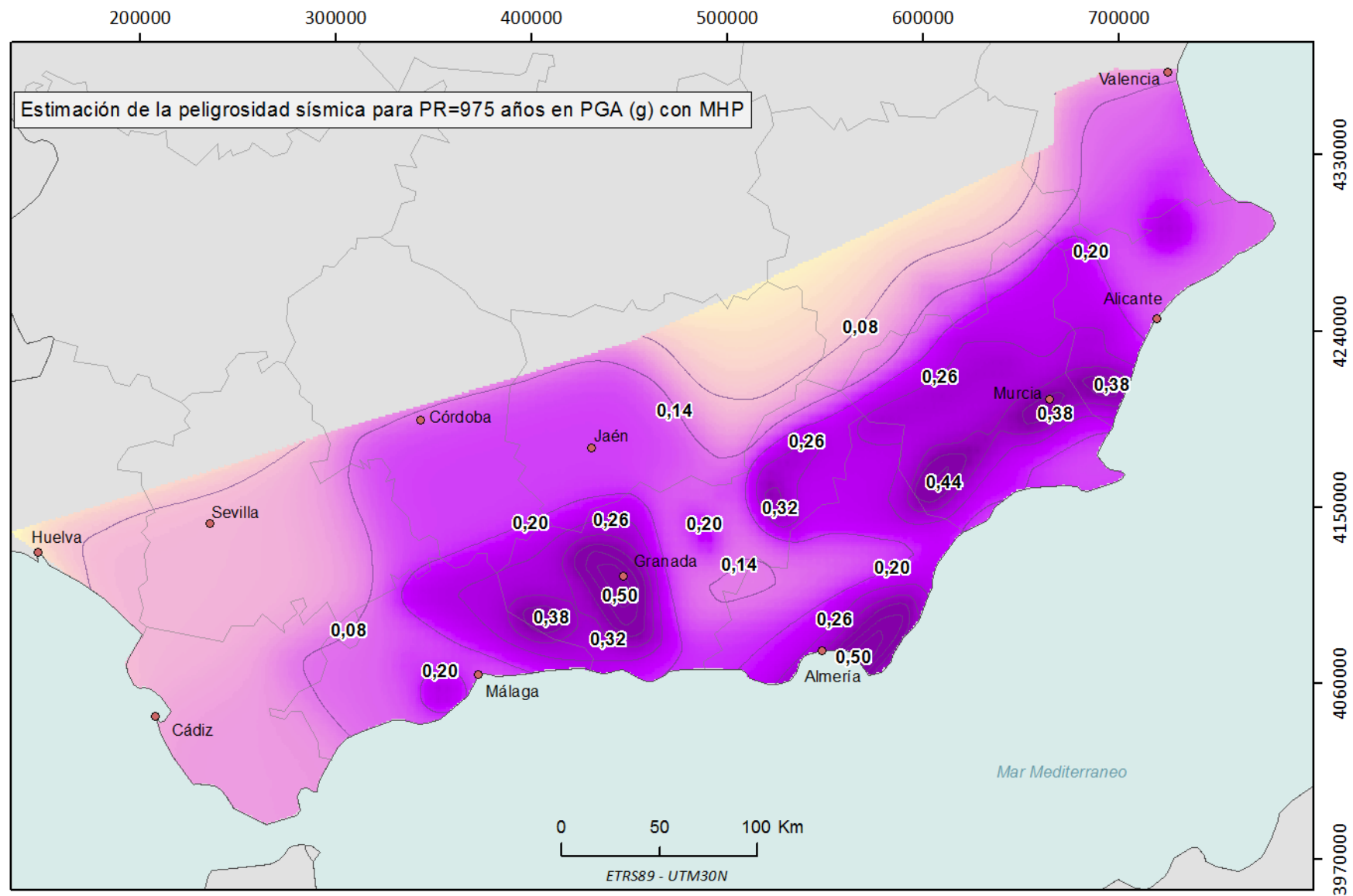


Figura 6.6. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=975 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).

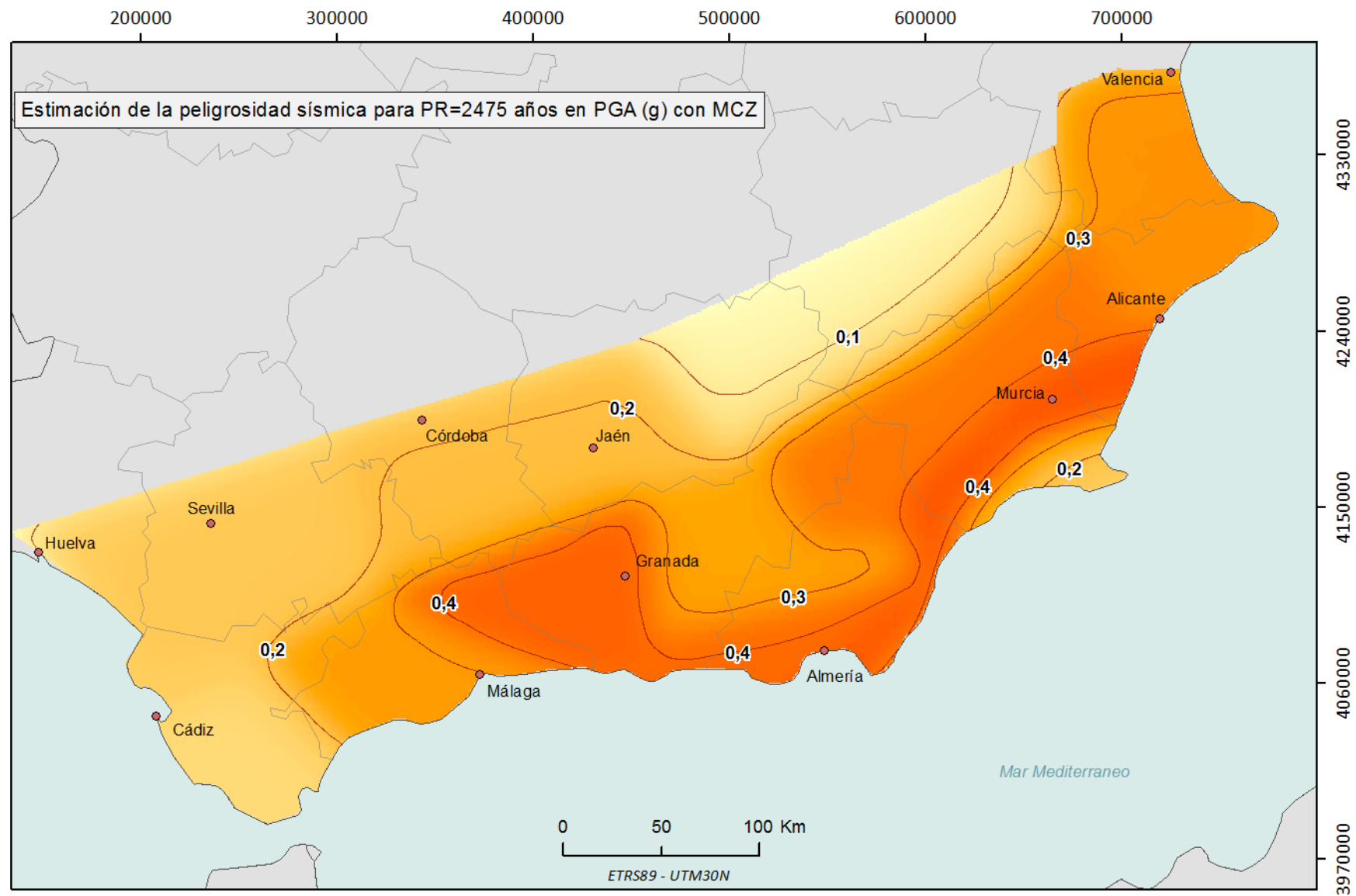


Figura 6.7. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=2475 años estimada con la metodología clásica zonificada (MCZ).

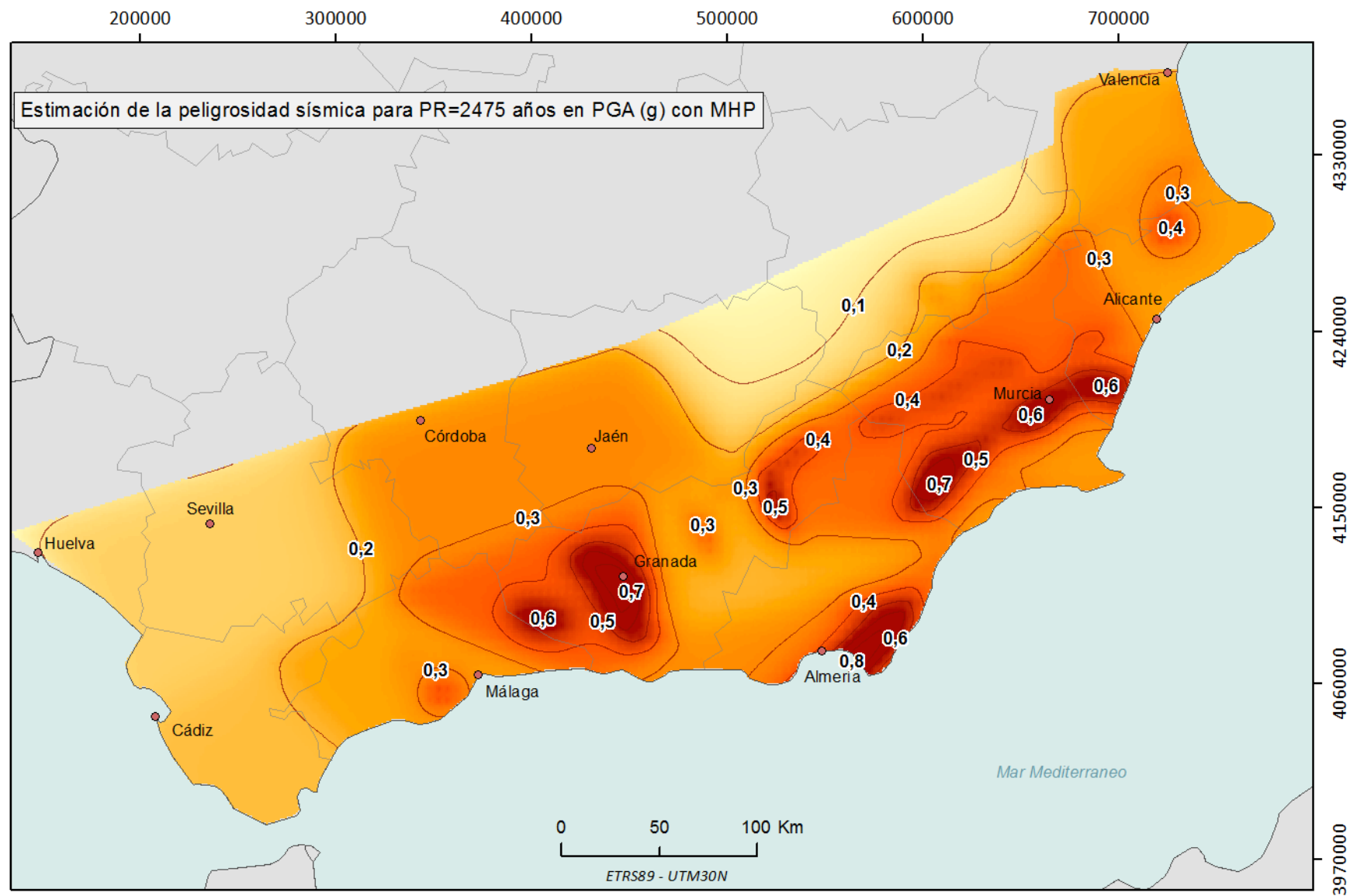


Figura 6.8. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=2475 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).

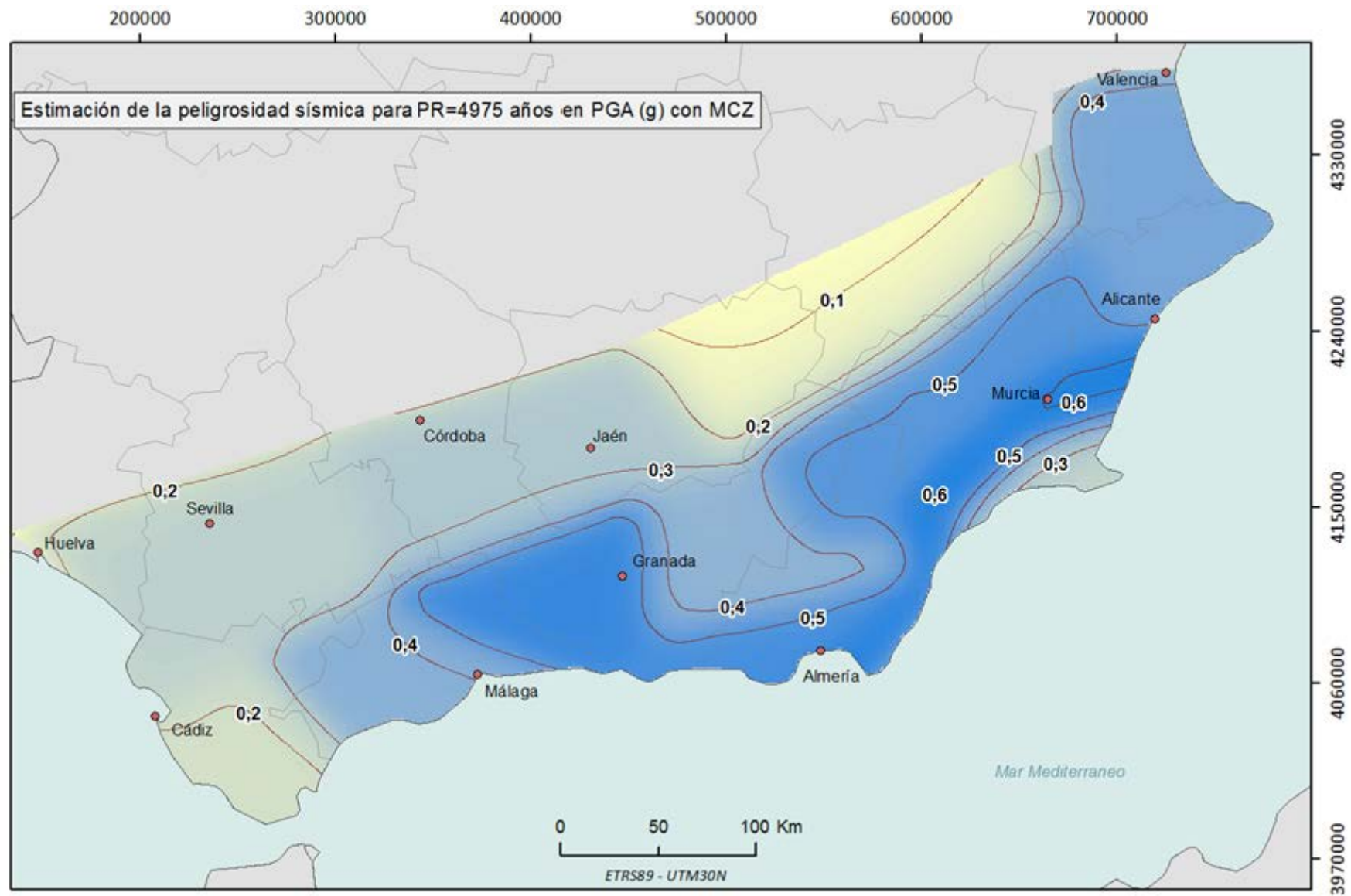


Figura 6.9. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=4975 años estimado con la metodología clásica zonificada (MCZ).

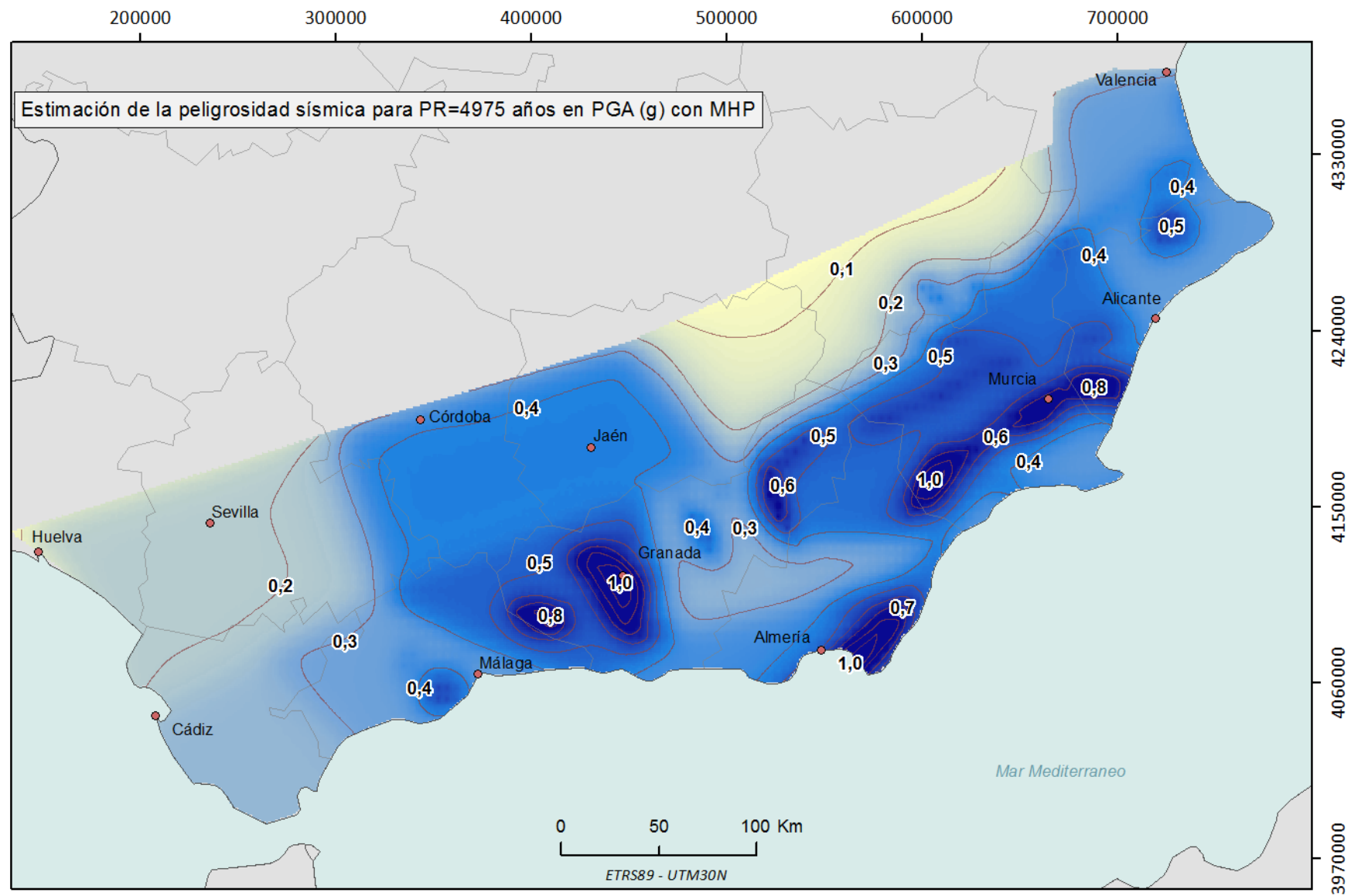


Figura 6.10. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=4975 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).

COMPARATIVA ENTRE RESULTADOS DE LAS DOS METODOLOGÍAS.

A grandes rasgos, los mapas de peligrosidad obtenidos con la MHP reflejan una clara influencia de las fallas en la peligrosidad, mostrando mayor variabilidad espacial de la aceleración estimada máximas, concentrándose mayoritariamente en las proximidades de las fallas, alcanzando valores mucho mayores que con la MCZ en los entornos próximos a estas y disminuyendo fuertemente al alejarnos. Esta diferencia se encuentra para todos los periodos de retorno estimados, ya que está relacionado con la proximidad de las fallas en el territorio. De forma algo más acentuada, este efecto se aprecia más en los largos periodos de retorno, ya que en dichos periodos aparece reflejada, en los mapas de peligrosidad, la influencia de algunas fallas lentas y de menor potencial sísmico. Estas no parecen tener importante contribución para cortos periodos de retorno, pero si para los más largos, lo que a efectos de diseño puede tener trascendencia en regulación de las estructuras de importancia especial.

De la Figura 6.11 a la Figura 6.14 se muestran varios mapas con la distribución del valor del cociente entre las aceleraciones estimadas con las dos metodologías (MHP/MCZ) para los cuatro periodos de retorno. En estos mapas se aprecia como la diferencia de peligrosidad con una metodología u otra varía fundamentalmente en las proximidades a las fallas, donde en la proyección de los planos de falla en superficie, la MHP proporciona valores que pueden duplicar la aceleración dada por la MCZ, como es el caso de las fallas de Granada y la falla de Carboneras para 475 años y en otras fallas de menor potencial sísmico para periodos de retorno mayores, como sucede con la falla de Litor en Albacete, triplicándose en este caso la aceleración para 4975 años.

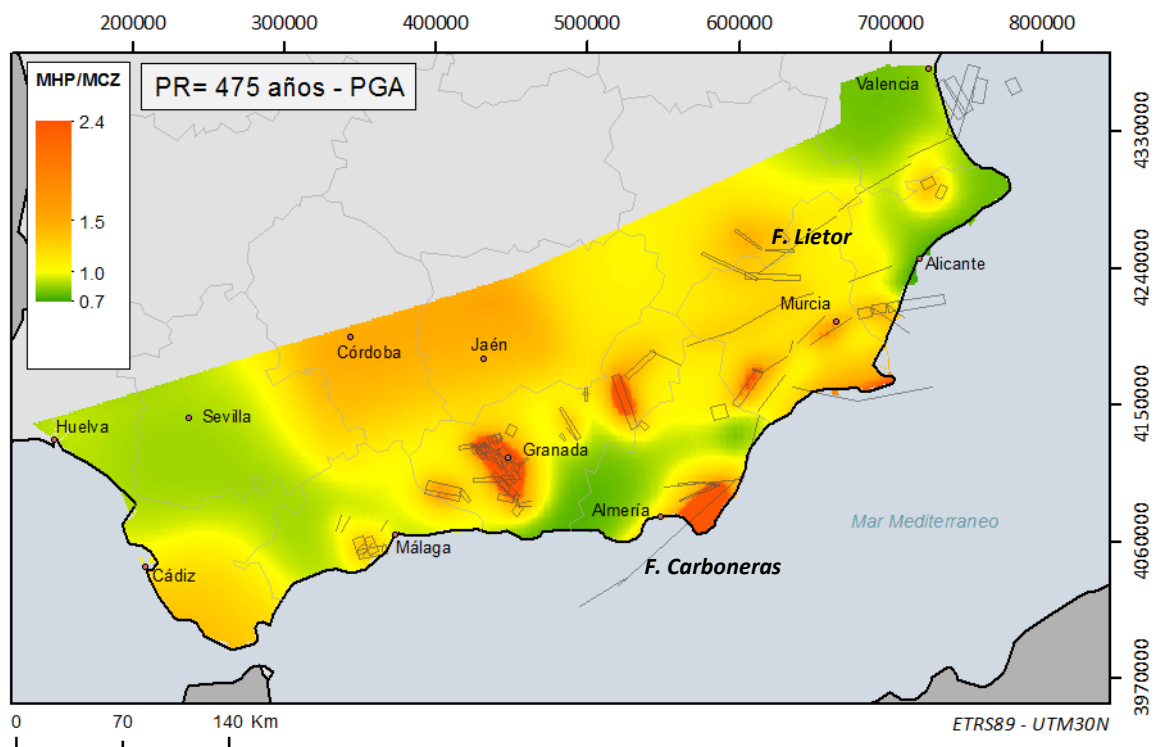


Figura 6.11. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 475 años.

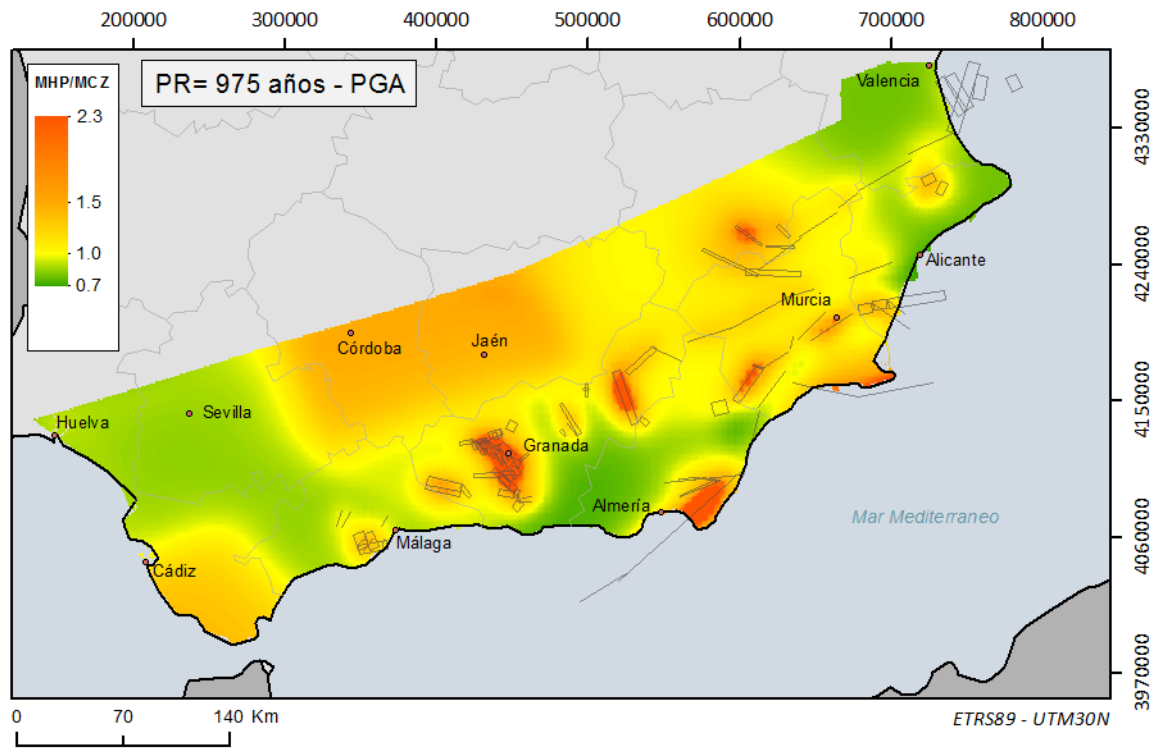


Figura 6.12. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 975 años

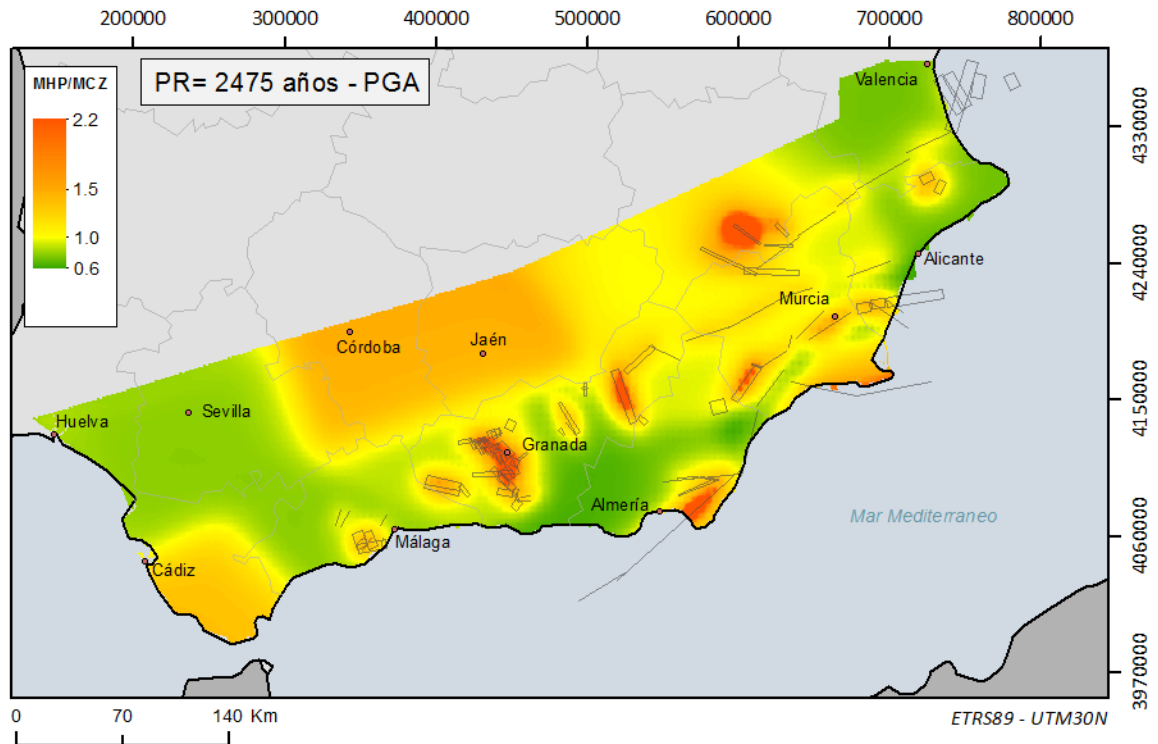


Figura 6.13. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 2475 años.

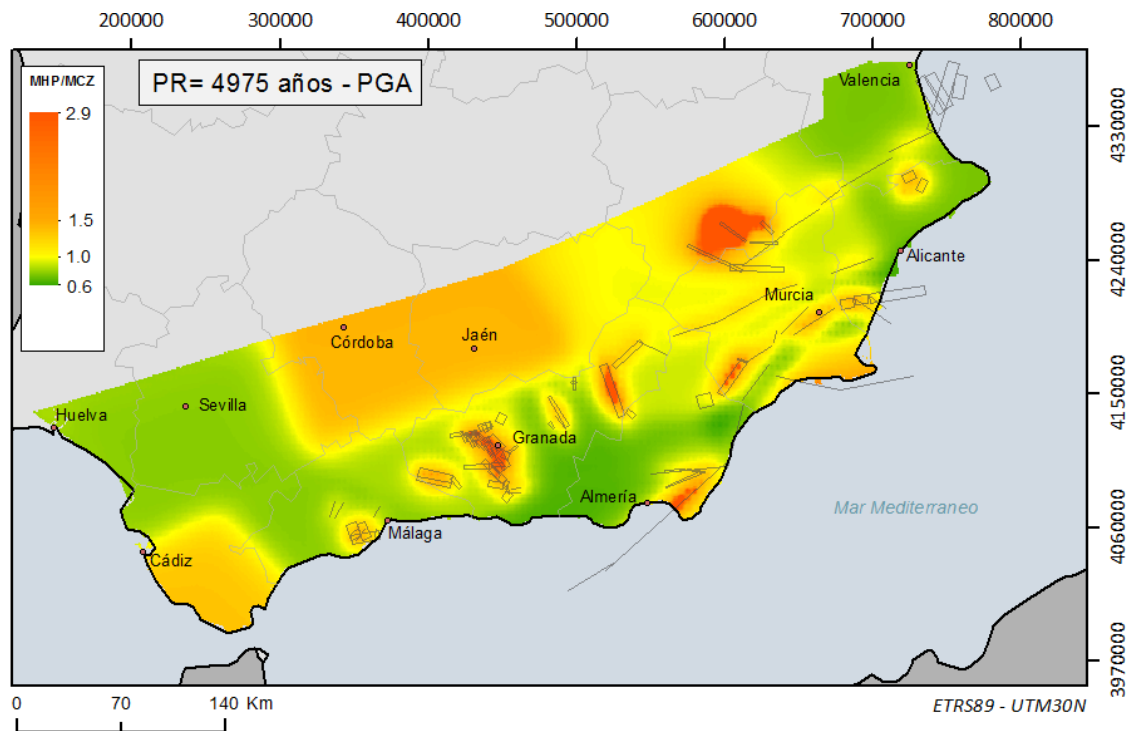


Figura 6.14. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 4975 años.

Para explicar mejor el caso particular de la falla de Lletor, en la Figura 6.15 se muestra la curva de peligrosidad para PGA según los dos métodos de cálculo. En ella se aprecia claramente como la curva de peligrosidad asociada a la MCZ, baja rápidamente con la disminución de la tasa anual de excedencia (aumento del periodo de retorno). Esto es debido al bajo potencial sísmico de la zona 30. Sin embargo, en la MHP, la curva de peligrosidad se ve claramente influenciada por la falla, dando aceleraciones ligeramente mayores para periodos de retorno inferiores a 975 años, respecto a los obtenidos con MCZ, y aumentando mucho los valores de aceleración para periodos de retorno más largos. Como puede apreciarse en la figura, las dos curvas divergen sustancialmente a medida que aumenta el periodo de retorno.

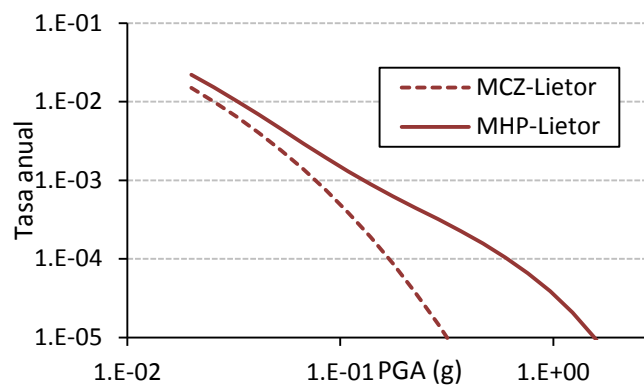


Figura 6.15. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las proximidades de la falla de Lletor.

En los mapas de cocientes entre las aceleraciones obtenidas con las dos metodologías, también aparecen algunas zonas donde la peligrosidad estimada por la MHP es menor que la estimada por la MCZ (zonas verdes en los mapas). En estos casos, estas diferencias se deben a la peligrosidad asociada a las zonas. En el caso de zonas con fallas contenidas en su interior, la diferencia de resultados se debe sustancialmente al reparto de potencial sísmico entre la zona y las fallas y en el caso de zonas sin fallas en su interior, como es el caso de la zona 28, puede ser debido al diferente ajuste de los parámetros de la fuente a la sismicidad. Se debe recordar que en el caso de la MCZ los parámetros de la fuente se ajustan directamente con la sismicidad teórica de la zona y, en el caso de la MHP, se ajustan con la tasa de momento sísmico observado en periodos completos. De cualquier modo, no hay una tendencia clara de disminución o aumento de la peligrosidad por utilizar un ajuste u otro, ya que en las zonas 29 y 33 la MHP estima aceleraciones mayores que la MCZ.

En la Figura 6.16, Figura 6.17 y Figura 6.18, se muestran las curvas de peligrosidad para PGA obtenidas con las dos metodologías en algunas ciudades del territorio, localizadas en las tres situaciones que se reflejan en el mapa de la Figura 6.11, dependiendo de que en ellas resulte mayor peligrosidad, igual o menor con la MCZ que con la MHP. Aunque en las gráficas se presentan tasas anuales equivalentes a periodos de retorno muy largos (mayores a 10.000 años), los valores estimados para dichos periodos no deben considerarse resultados de gran fiabilidad teniendo en cuenta el corto periodo de observación del catálogo, especialmente en las curvas obtenidas con la MCZ.

En la Figura 6.16 se presentan las curvas estimadas para ciudades que se encuentran en zonas verdes del mapa de cocientes de la Figura 6.11 (valores de PGA mayores con la MCZ que con la MHP), como son Sevilla, Huelva y Alicante. En las curvas puede apreciarse como la diferencia entre los valores de PGA estimados por los dos métodos se acentúa con el aumento del periodo de retorno.

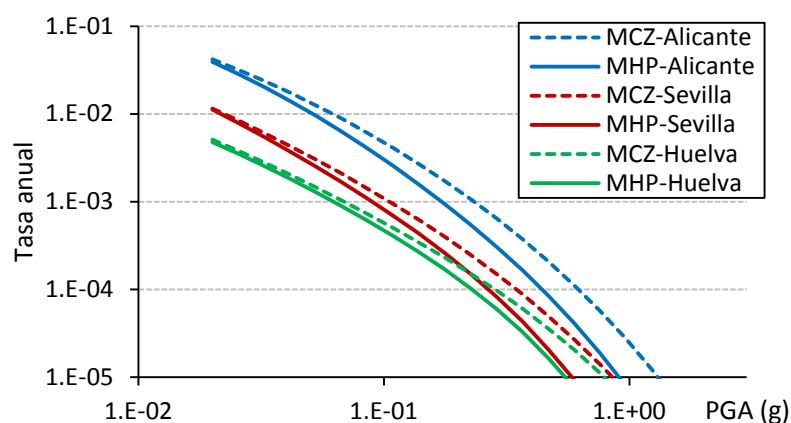


Figura 6.16. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las ciudades de Alicante, Sevilla y Huelva.

En la Figura 6.17 se muestran las curvas de peligrosidad para PGA obtenidas en zonas amarillas del mapa de la Figura 6.11 (valores de PGA similares con ambas metodologías), como son

Cádiz, Málaga y Almería. En las gráficas de las tres ciudades se aprecia la misma tendencia, para periodos de retorno cortos, la MHP proporciona valores un poco mayores, para periodos de retorno en torno a 475 años los valores se igualan y para periodos de retorno mayores, los valores estimados con la MCZ son mayores que con la MHP, y las diferencias aumentan a medida que crece el periodo de retorno.

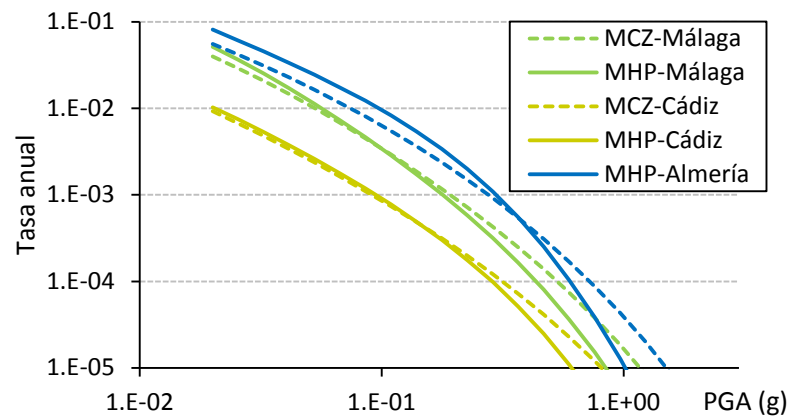


Figura 6.17. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las ciudades de Málaga, Almería y Cádiz

En la Figura 6.18 se muestran las curvas de peligrosidad para PGA obtenidas en zonas naranjas del mapa de cocientes (valores de PGA menores con la MCZ que con la MHP), como es el caso de Jaén, Granada y Murcia, estas dos últimas, con fallas muy próximas a la ciudad. En el caso de Jaén, sin la influencia de ninguna falla activa en sus proximidades, esta diferencia se debe al método de ajuste de los parámetros de sismicidad. Como se explicó en párrafos anteriores, la curva obtenida con la MHP está desplazada a la derecha con respecto a la obtenida con la MCZ de forma homogénea para todos los periodos de retorno. En el caso de Granada, se aprecia claramente la influencia de las fallas en la curva, siendo mayor la diferencia entre las dos curvas para el periodo de retorno de 475 años. En Murcia, se aprecia una tendencia similar a la de Granada, pero menos acentuada que esta.

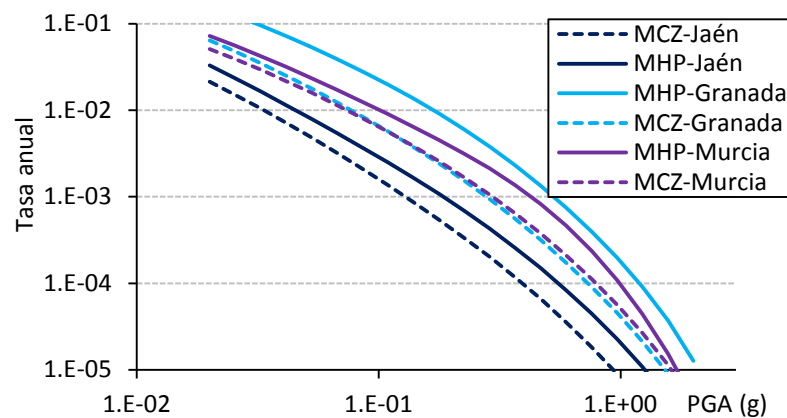


Figura 6.18. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las ciudades de Granada, Murcia y Jaén

Los resultados obtenidos en el análisis de las aceleraciones para diferentes ordenadas espectrales son similares a los obtenidos en PGA, no apreciándose diferencias relevantes para periodos espectrales largos.

En la Figura 6.19 se muestran los espectros de peligrosidad uniforme UHS obtenidos para la ciudad de Alicante y Jaén. En estas dos ciudades no se aprecia una influencia relevante de las fallas, pero se obtuvieron tendencias opuestas en las estimaciones con los dos métodos para los valores de PGA, según el mapa de la Figura 6.11. Alicante se sitúa en zona verde (mayor PGA con MCZ) y Jaén en zona naranja (mayor PGA con MHP). Como puede apreciarse en los espectros completos UHS, esas tendencias se mantienen en todo el rango de aceleraciones espectrales.

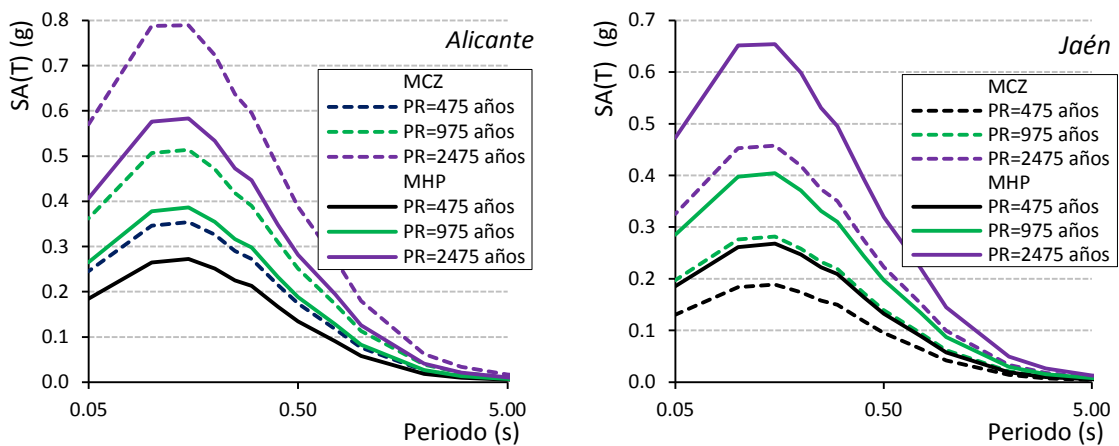


Figura 6.19. Gráficas con los espectros de peligrosidad uniforme (UHS) estimados con las dos metodologías para los periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años en Alicante y Jaén

En la Figura 6.20 se muestran los espectros UHS de Málaga y Almería, en estas zonas se encontraron alternancias en los valores máximos de peligrosidad con las distintas metodologías a diferentes periodos de retorno, teniendo valores muy similares en los periodos de retorno de estudio en esta aplicación. Los espectros completos reflejan la misma tendencia encontrada en los valores de PGA como ya ocurría en las ciudades anteriores, en el caso de Málaga, los valores para 475 años son iguales en las dos metodologías, aumentando los valores para periodos de retorno mayores en la MCZ. En el caso de Almería, los valores de las aceleraciones para 475 años son un poco mayores en la MHP, igualándose para 2475 años.

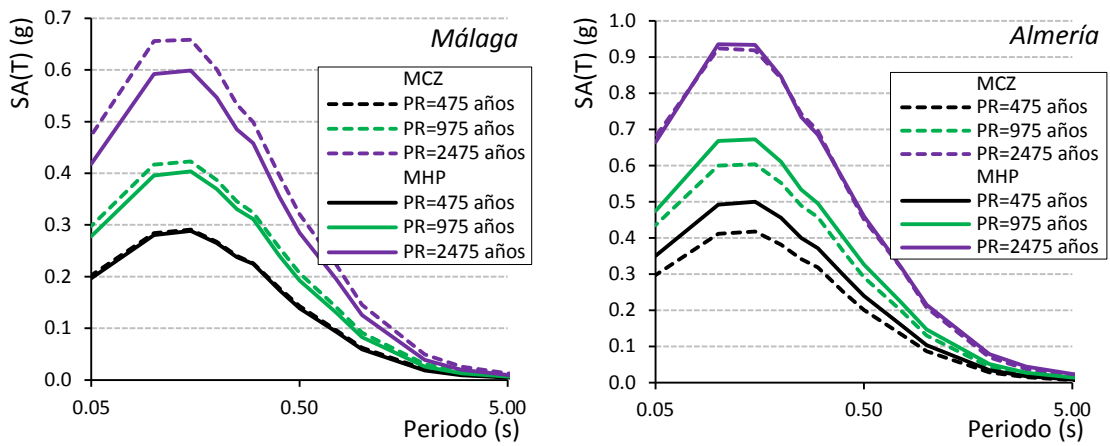


Figura 6.20. Gráficas con los espectros de peligrosidad uniforme (UHS) estimados con las dos metodologías para los periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años en Málaga y Almería

Por último, en la Figura 6.21 se presentan los espectros UHS de Granada y Murcia, ciudades en las que se ha encontrado un mayor aumento de los valores de PGA al incluir las fallas en el cálculo de forma independiente (en la MHP). Como puede observarse en dichos espectros, la tendencia es similar a la encontrada para los valores de PGA.

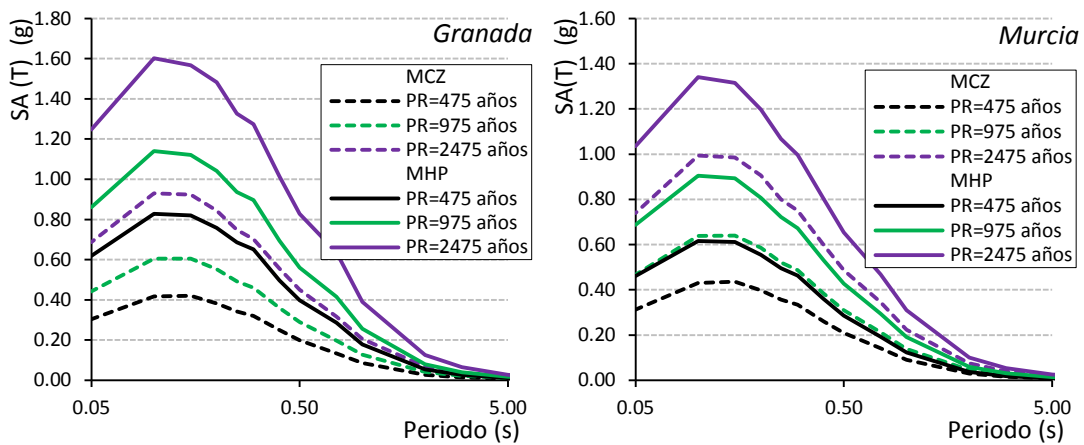


Figura 6.21. Gráficas con los espectros de peligrosidad uniforme (UHS) estimados con las dos metodologías para los periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años en Granada y Murcia.

6.5.2 INFLUENCIA DE LAS FALLAS EN LA PELIGROSIDAD SÍSMICA DE ALGUNAS CIUDADES.

En este apartado se ha hecho un análisis exhaustivo de la peligrosidad sísmica de algunas ciudades de la región, como son Málaga, Granada, Almería y Murcia. La elección de estas ciudades para el análisis está motivada por la clara contribución de las fallas próximas a la peligrosidad sísmica, como se deriva del estudio anterior.

Para ello se han identificado las fuentes que más contribuyen a la curva de peligrosidad en cada ciudad y se ha desarrollado un análisis de desagregación 3D (magnitud, distancia y ϵ), también en cada ciudad. En todos los casos se ha tomado como movimiento objeto el valor obtenido en el estudio previo de peligrosidad para PGA y SA (1.0 s), para periodos de retorno de 475 y 2475 años.

6.5.2.1 PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA CIUDAD DE MÁLAGA

La peligrosidad sísmica de Málaga se debe fundamentalmente a la zona sismogénica donde se ubica (zona 34). De hecho, para pequeñas probabilidades de excedencia o largos periodos de retorno, se puede considerar que la zona 34 es única fuente que contribuye a la peligrosidad. También cabe destacar la influencia de la zona 35 (zona de Granada), que se encuentra a una distancia mínima de 17 km de la ciudad de Málaga y, aunque es una fuente importante para periodos de retorno cortos, su influencia decae rápidamente al aumentar dichos periodos, dominando cada vez más la zona que alberga a la ciudad.

La falla que más contribuye a la peligrosidad de la ciudad es la falla de Mijas, siendo la segunda fuente más importante para largos periodos de retorno. Se aprecia también la influencia de otras fallas próximas, como la falla de Cártama y Campanilla. Por último, cabe destacar la influencia en la peligrosidad de la falla de Ventas de Zafarraya.

Para los largos periodos espectrales (SA 1.0s), las fuentes que producen el 95 % de la peligrosidad en la ciudad son muchas más que para PGA, incorporándose contribuciones de la zona 29, a 60 km de la ciudad, y de las fallas de El Acebuchal y Norte de Sierra de Tejada, esta última situada a 40 km de la ciudad.

En la Figura 6.22 se muestran cuatro gráficas con las fuentes sísmicas que cubren el 95% de la peligrosidad de la Málaga para los periodos de retorno de 475 y 2475 años y para PGA y SA (1.0 s), así como un mapa de localización de dichas fuentes.

6.5.2.1.1 Desagregación de la peligrosidad. Sismos de control.

En Málaga todas las fuentes con contribución importante se encuentran a menos de 50 km. Los sismos de control que resultan con mayor contribución en la desagregación se refieren a sismos de magnitud entre 5.5 a 6.0, todos ellos sismos próximos (distancia menor a 20 km) y con unos valores de ϵ en el intervalo [0,2].

En la Tabla 6.2 se muestran los sismos de control obtenidos para PGA y SA (1.0s) y para periodos de retorno de 475 y 2475 años. Se han identificado las tres contribuciones mayores para cada movimiento.

Tabla 6.2. Terremotos de control en la ciudad de Málaga resultantes de la desagregación para movimientos objeto dados por PGA y SA (1.0s) para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento objeto.

Periodo de Retorno	Movimiento objeto		Magnitud Mw	Distancia (km)	Épsilon
475 años	PGA	0.13 g	5.5 - 6.0	15 - 20	1 , 2
			5.5 - 6.0	15 - 20	0 , 1
			5.0 – 5.5	5 - 10	0 , 1
	SA (1.0 s)	0.06 g	5.5 - 6.0	15 - 20	1 , 2
			5.5 – 6.0	15 - 20	0 , 1
			5.5 – 6.0	10 - 15	0 , 1
2475 años	PGA	0.27 g	5.5 – 6.0	5 - 10	0 , 1
			5.5 – 6.0	10 - 15	1 , 2
			5.5 – 6.0	5 - 10	1 , 2
	SA (1.0 s)	0.13 g	5.5 – 6.0	10 - 15	1 , 2
			5.5 – 6.0	5 - 10	0 , 1
			5.5 – 6.0	5 - 10	1 , 2

En la Figura 6.23 puede apreciarse las principales contribuciones para las tres variables (M , D , ε). De todas ellas, cabe destacar la influencia de las fallas de Venta de Zafarraya por las contribuciones que se aprecian (en mayor medida en periodos espectrales grandes) a 45 km de la ciudad con una magnitud de 6.5 – 7.0.

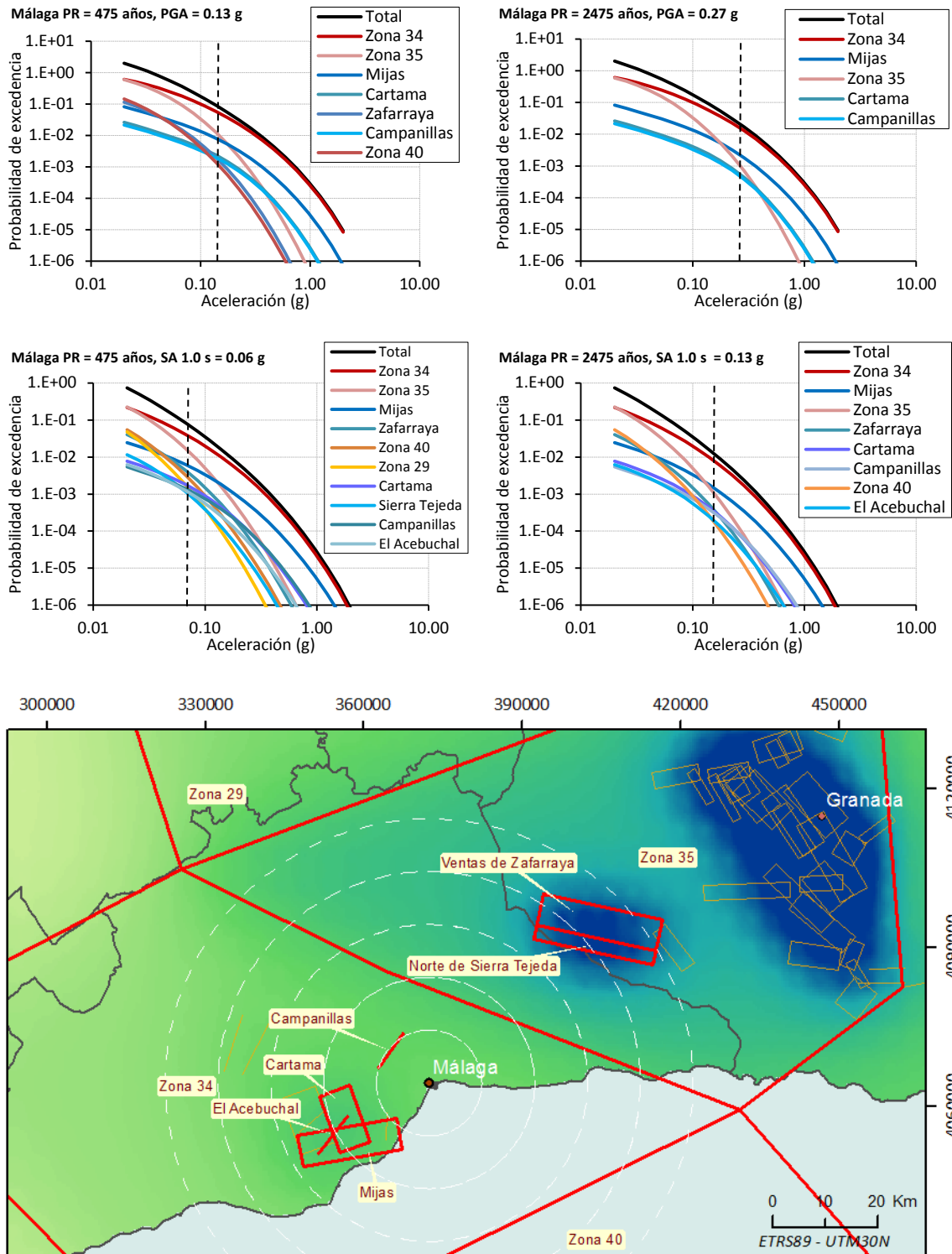
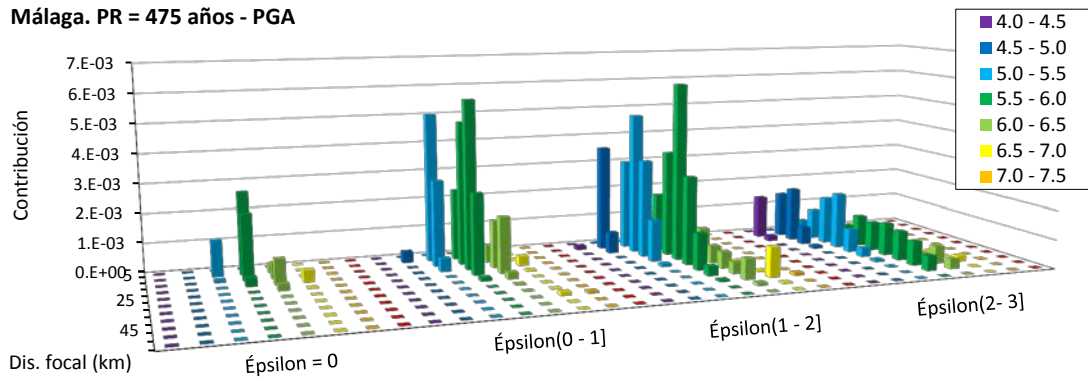
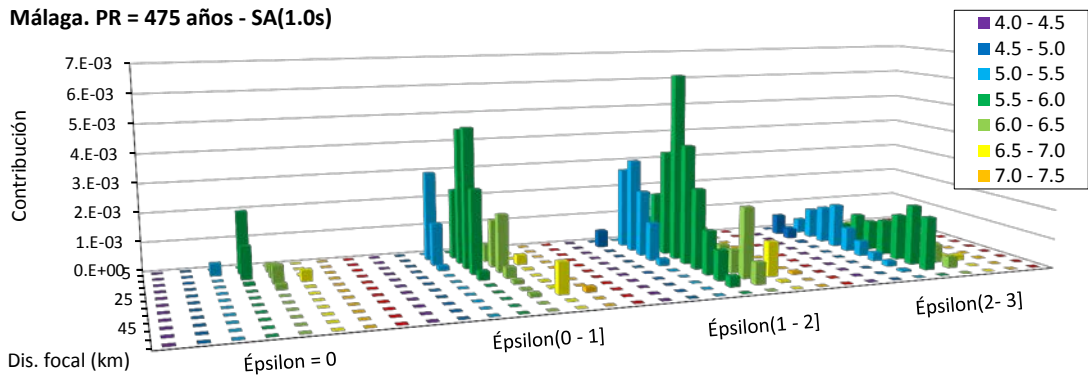


Figura 6.22. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad total y parciales por contribución de cada fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Málaga para PGA y SA (1.0 s) y para los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.

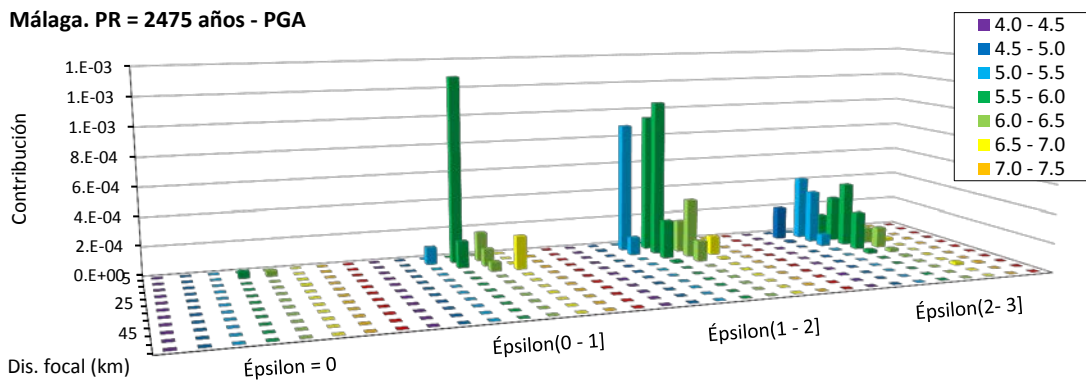
Málaga. PR = 475 años - PGA



Málaga. PR = 475 años - SA(1.0s)



Málaga. PR = 2475 años - PGA



Málaga. PR = 2475 años - SA (1.0s)

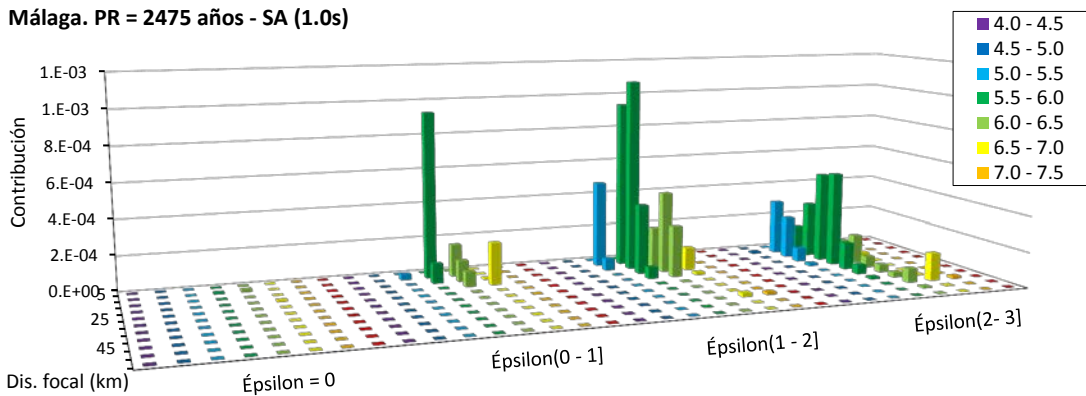


Figura 6.23. Gráficas con los resultados de la desagregación 3D (M, D, E) en la ciudad de Málaga para movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1.0s) en los PR de 475 y 2475 años.

6.5.2.2 PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA CIUDAD DE GRANADA

El análisis de las fuentes sísmicas que intervienen en la peligrosidad de Granada refleja que en esta ciudad no hay una única fuente predominante, sino que la peligrosidad se debe a la contribución de un gran número de fuentes sísmicas en sus alrededores. La zona 35, que alberga la ciudad, es la fuente con mayor contribución a la peligrosidad para periodo de retorno corto, pero a medida que aumenta dicho periodo, las fuentes que más contribuyen a la peligrosidad son las fallas de El Fargue-Jun y Granada. Estas tres fuentes representan el 70% de la peligrosidad de la ciudad. El resto de fuentes, hasta llegar al 95 %, lo cubren otras fallas próximas a la ciudad de menor potencial sísmico, como son las fallas de Santa Fe, Huenes, Belicena-Alhendín, Pinos Puente, Dílar y Atarfe. Para periodos espectrales largos también se incluyen las fallas de Padul, Obéilar-Pinos Puente y Canales.

En la Figura 6.24 se muestran las curvas de peligrosidad proporcionadas por cada fuente para distintos niveles de movimiento, así como un mapa con la localización de las fuentes.

6.5.2.2.1 Desagregación de la peligrosidad. Sismos de control.

Todas las contribuciones principales a la peligrosidad, obtenidas del análisis de desagregación, corresponden a sismos próximos (5 – 10 km) con magnitudes M_w que varían en el intervalo (5.5 – 6.5) para periodos de retorno cortos, aumentando M_w con el periodo de retorno y alcanzando un máximo de 7.0 para PR de 2475 años. El valor de ϵ de las mayores contribuciones, como ocurre en la mayoría de los casos, se sitúa en el rango (0 y 2). (Tabla 6.3).

Tabla 6.3. Terremotos de control en la ciudad de Granada resultantes de la desagregación para movimientos objeto dados por la PGA y SA (1.0s) para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento objeto

Periodo de Retorno	Movimiento objeto	Magnitud M_w	Distancia (km)	Épsilon
475 años	PGA 0.38 g	5.5 – 6.0	5 - 10	1 , 2
		6.0 – 6.5	5 - 10	0 , 1
		5.5 – 6.0	5 - 10	0 , 1
	SA (1.0 s) 0.18 g	5.5 – 6.0	5 - 10	1 , 2
		6.0 – 6.5	5 - 10	0 , 1
		5.5 – 6.0	5 - 10	0 , 1
2475 años	PGA 0.76 g	6.0 – 6.5	5 - 10	1 , 2
		6.0 – 6.5	5 - 10	0 , 1
		6.5 – 7.0	5 - 10	0 , 1
	SA (1.0 s) 0.39 g	6.0 – 6.5	5 - 10	1 , 2
		5.5 – 6.0	5 - 10	1 , 2
		6.5 – 7.0	5 - 10	0 , 1

En la Figura 6.25 puede apreciarse las contribuciones para las tres variables (M , D , ε). Son contribuciones muy claras que dejan poco margen a la interpretación libre, especialmente para los periodos espectrales largos, donde son pocas las contribuciones relevantes.

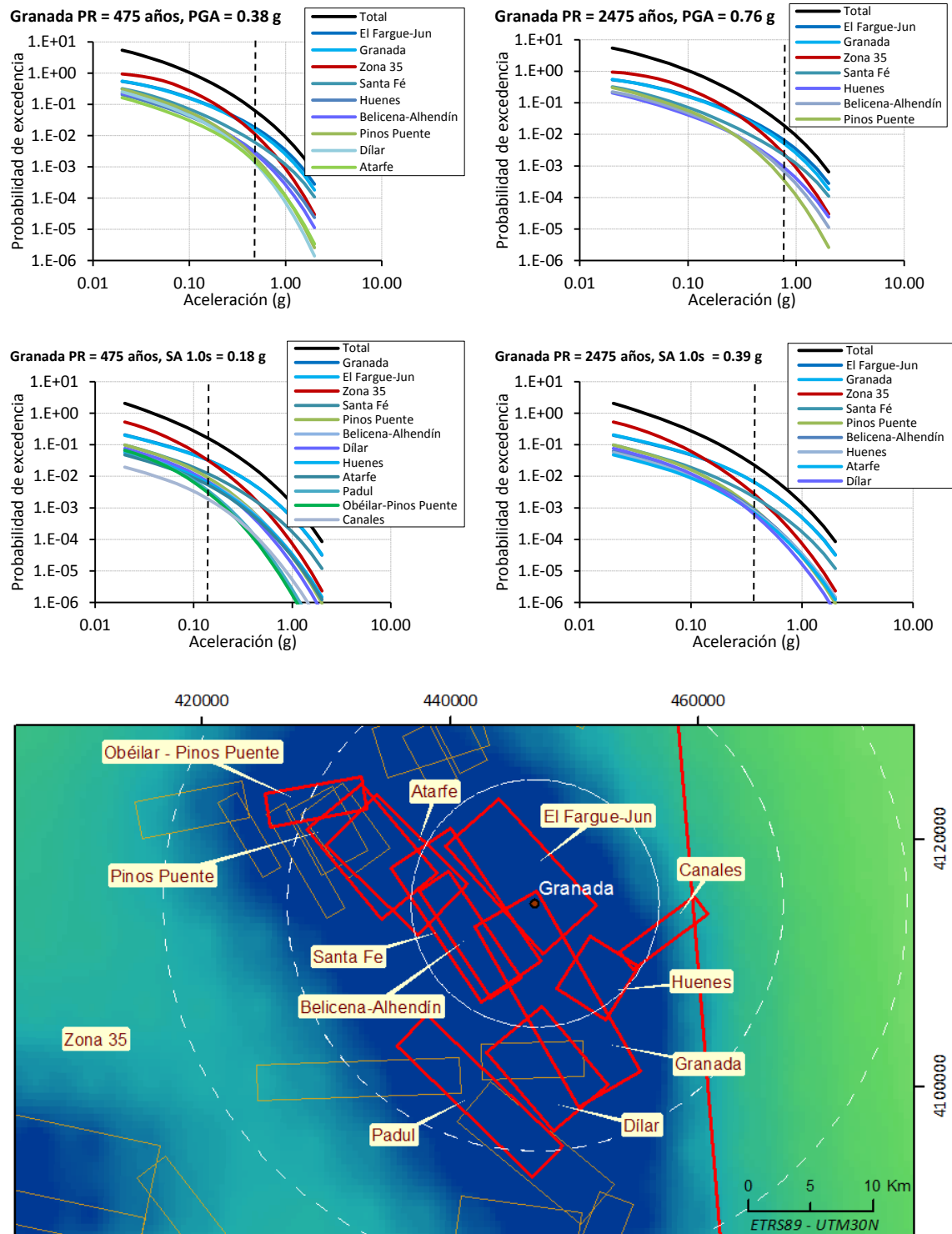


Figura 6.24. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad total y parciales por contribución de cada fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Granada para PGA y SA (1.0 s) y para los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.

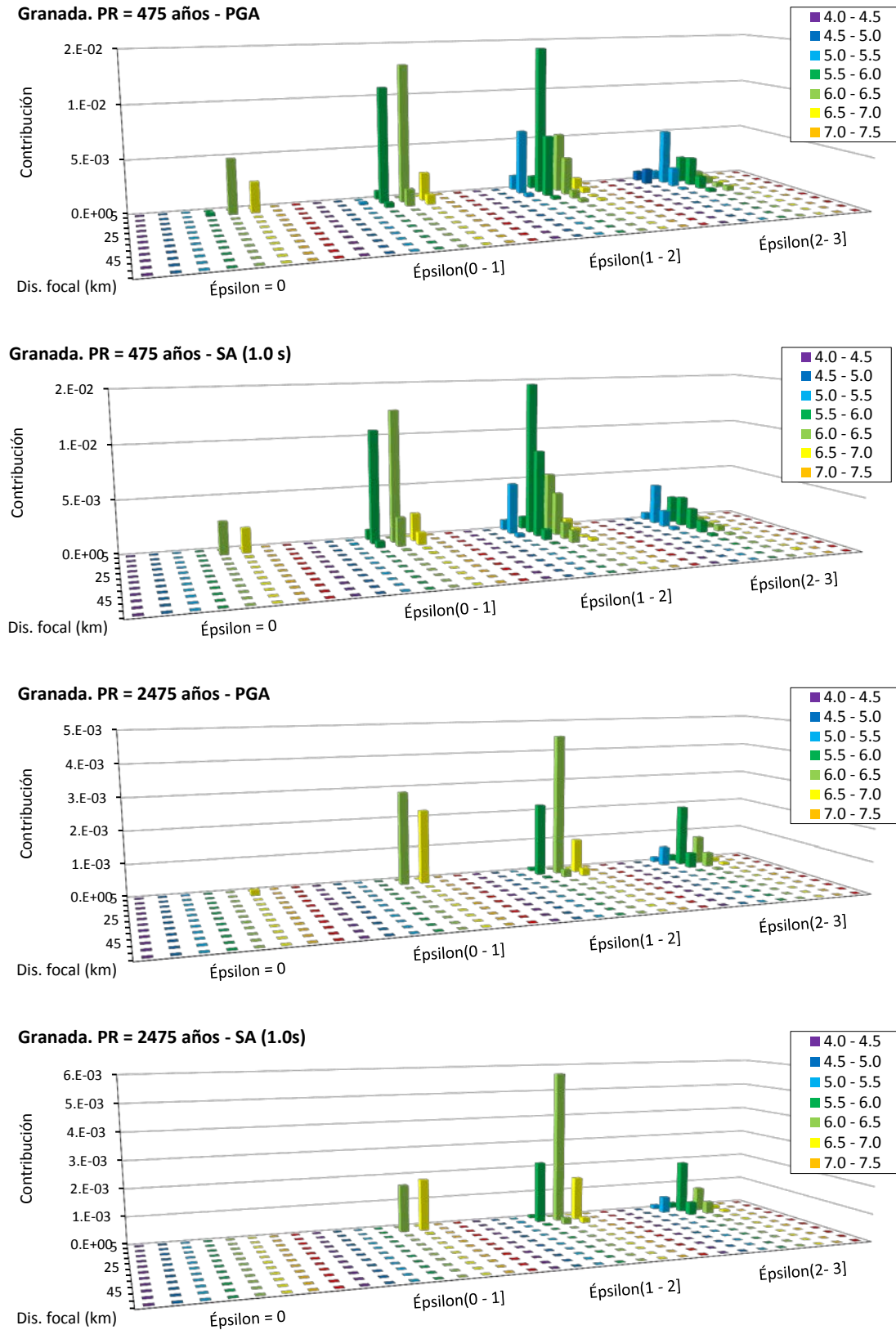


Figura 6.25. Gráficas con los resultados de la desagregación 3D (M , D , ϵ) en la ciudad de Granada para movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1.0s) en los PR de 475 y 2475 años.

6.5.2.3 PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA CIUDAD DE ALMERÍA

En Almería las fuentes sísmicas que predominan en la peligrosidad de la ciudad son la Falla de Carboneras y la Zona 38. Estas dos únicas fuentes constituyen un 99% de la peligrosidad de la ciudad, seguidas por contribuciones muy bajas de las fallas de Corredor de la Alpujara, Alhamilla Sur y Polopos. La falla de Carboneras predomina sobre la zona para todos los movimientos objeto (largo y corto periodo y PR 475 y 2475 años). Únicamente para probabilidades de excedencia muy bajas (por debajo de 0.003) y movimiento objeto dado por la PGA supera la influencia de la zona a la falla.

En la Figura 6.26 se muestran las curvas de peligrosidad proporcionadas por las dos fuentes dominantes para distintos de niveles de movimiento, así como un mapa con su la localización.

6.5.2.3.1 Desagregación de la peligrosidad. Sismos de control

En Almería, al igual que ocurre en Málaga y Granada, todas las contribuciones se encuentran muy próximas a la ciudad. En la desagregación se aprecia claramente la influencia de las dos fuentes, la falla de Carboneras y la zona 38. La mayoría de los sismos de control encontrados están relacionados con la falla, con magnitudes que pueden llegar a 7.0 para PR=475 años y a 7.5 para pedidos de retorno mayores. Las distancias son todas menores a 20 km, por lo que la fuente más contribuyente es una ruptura en el tramo de la falla más cercano a la ciudad (Tabla 6.4).

Tabla 6.4. Terremotos de control en la ciudad de Almería resultantes de la desagregación para movimientos objeto dados por PGA y SA (1.0s) para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento objeto

Periodo de Retorno	Movimiento objeto	Magnitud Mw	Distancia (km)	Épsilon
475 años	PGA 0.23 g	5.5 - 6.0	15 - 20	1, 2
		6.5 - 7.0	15 - 20	0, 1
		6.0 - 6.5	15 - 20	1, 2
	SA (1.0 s) 0.10 g	5.5 - 6.0	15 - 20	1, 2
		6.5 - 7.0	15 - 20	0, 1
		6.0 - 6.5	15 - 20	1, 2
2475 años	PGA 0.41 g	6.5 - 7.0	15 - 20	1, 2
		5.5 - 6.0	5 - 10	1, 2
		7.0 - 7.5	20 - 25	1, 2
	SA (1.0 s) 0.22 g	6.5 - 7.0	15 - 20	1, 2
		7.0 - 7.5	20 - 25	1, 2
		5.5 - 6.0	5 - 10	1, 2

En la Figura 6.27 puede apreciarse el predominio de la falla de Carboneras en la contribución a la peligrosidad para las tres variables (M , D , ϵ), siendo esta especialmente importante para valores de épsilon entre 1 y 2 y para largos periodos de retorno.

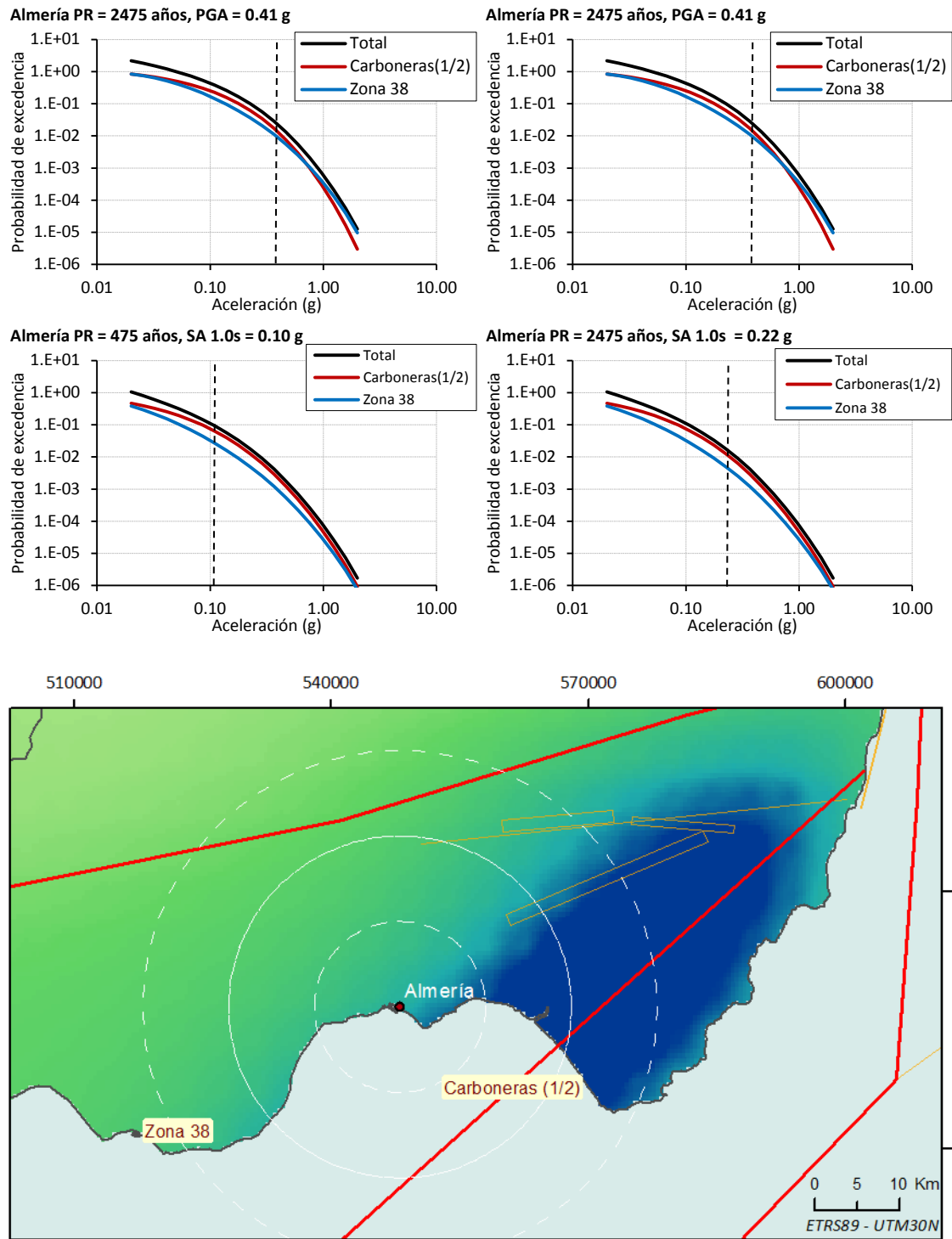
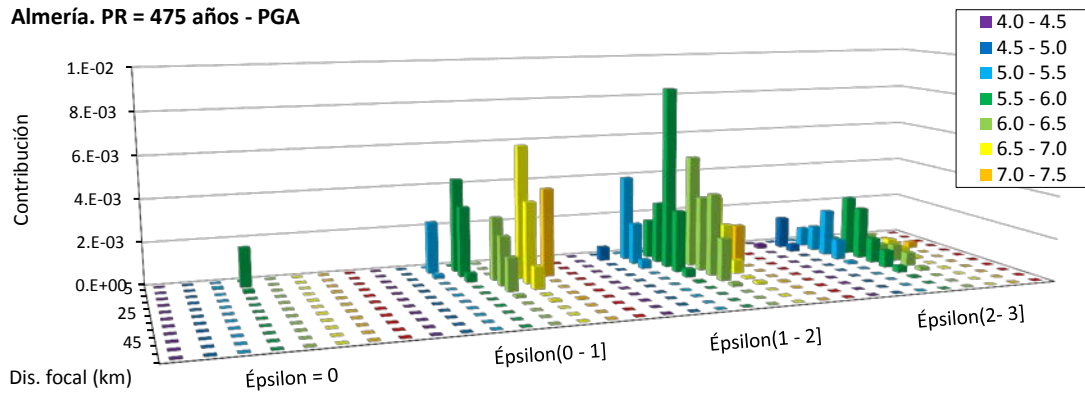
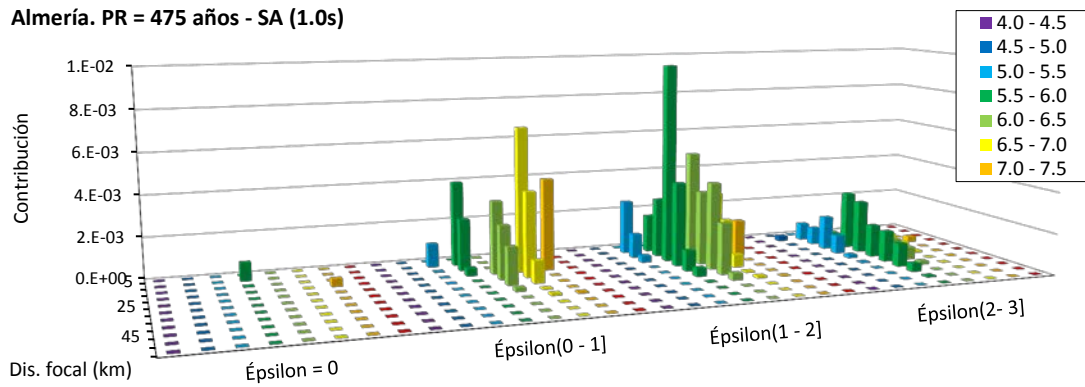


Figura 6.26. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad totales y parciales por fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Almería para PGA y SA (1.0s) y los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.

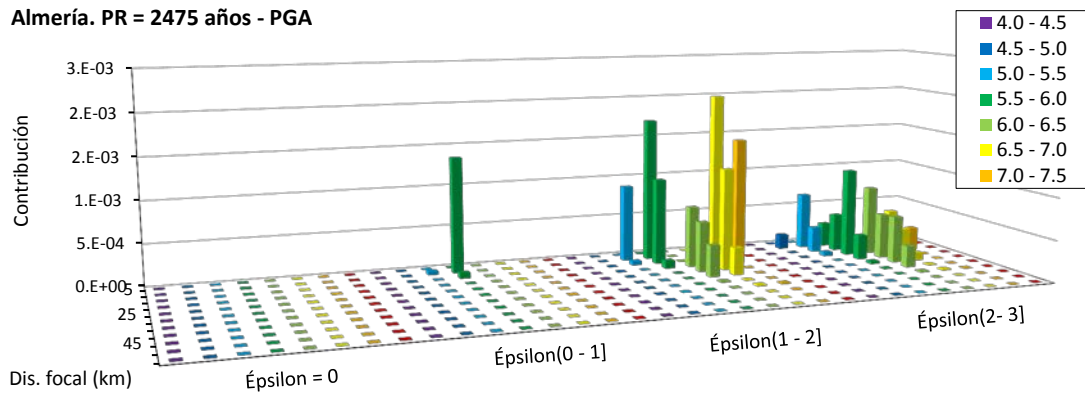
Almería. PR = 475 años - PGA



Almería. PR = 475 años - SA (1.0s)



Almería. PR = 2475 años - PGA



Almería. PR = 2475 años - SA(1.0s)

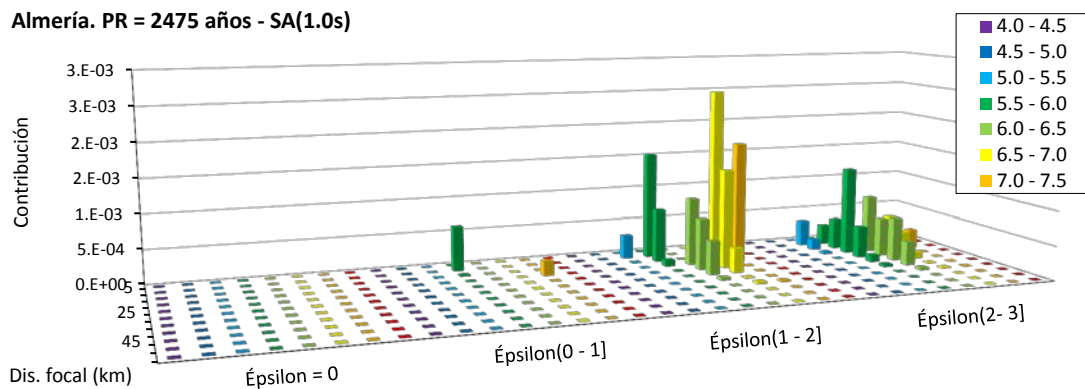


Figura 6.27. Gráficas con la desagregación en las tres variables (M, D, E) de la ciudad de Almería para PGA y SA (1.0s) y los PR de 475 y 2475 años.

6.5.2.4 PELIGROSIDAD SÍSMICA EN LA CIUDAD DE MURCIA

En la ciudad de Murcia, la peligrosidad sísmica para largos periodos de retorno está dominada por la falla de Carrascoy, (hasta el 85 % de la peligrosidad). La zona 39, donde está contenida la ciudad, y la zona 37, a 10 km, proporcionan una contribución muy similar y junto con la falla de Carrascoy contribuyen al 95 % de la peligrosidad de la ciudad. Estas son, por tanto, las tres fuentes más importantes para la peligrosidad de Murcia. Como contribuciones secundarias a la peligrosidad aparece el primer segmento de la falla del Bajo Segura (1/3) y, para periodos espectrales grandes, el cuarto segmento de la falla de Alhama de Murcia (4/4) y la Falla de San Miguel de Salinas (Figura 6.28).

6.5.2.4.1 Desagregación de la peligrosidad. Sismos de control

En Murcia, al igual que ocurría en Granada, existen varias fallas y segmentos de falla muy próximos a la ciudad, como son el último segmento de la falla de Alhama de Murcia (4/4), el primer segmento de la falla del Bajo Segura (1/3) y la falla de Carrascoy. De todas estas fuentes, la última es la que presenta un mayor potencial sísmico y una mayor contribución a la peligrosidad. La mayoría de las contribuciones son de sismos en los rangos de distancia (5-10 km) y magnitud Mw (5.0 – 6.5) para periodos de retorno de 475 años, mientras que para periodos de retorno largos se mantiene la corta distancia pero aumenta el rango de Mw (5.5 – 7.0). Estos últimos sismos, dada su alta magnitud, pueden ser asociados a la falla de Carrascoy (Tabla 6.5).

Tabla 6.5. Terremotos de control de la ciudad de Murcia para PGA y SA (1.0s) y para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento.

Periodo de Retorno	Movimiento objeto	Magnitud Mw	Distancia (km)	Épsilon
475 años	PGA 0.29 g	5.5 – 6.0	5 - 10	0 , 1
		5.0 – 5.5	5 - 10	1 , 2
		5.5 - 6.0	10 - 15	1 , 2
	SA (1.0 s) 0.12 g	5.5 – 6.0	5 - 10	0 , 1
		5.5 - 6.0	10 - 15	1 , 2
		6.0 – 6.5	5 - 10	0 , 1
2475 años	PGA 0.63 g	5.5 – 6.0	5 - 10	1 , 2
		6.0 – 6.5	5 - 10	1 , 2
		6.5 – 7.0	5 - 10	0 , 1
	SA (1.0 s) 0.31 g	5.5 – 6.0	5 - 10	1 , 2
		6.0 – 6.5	5 - 10	1 , 2
		6.5 – 7.0	5 - 10	0 , 1

En la Figura 6.29 se muestra la desagregación para las tres variables (M , D , ϵ) como en las ciudades anteriores.

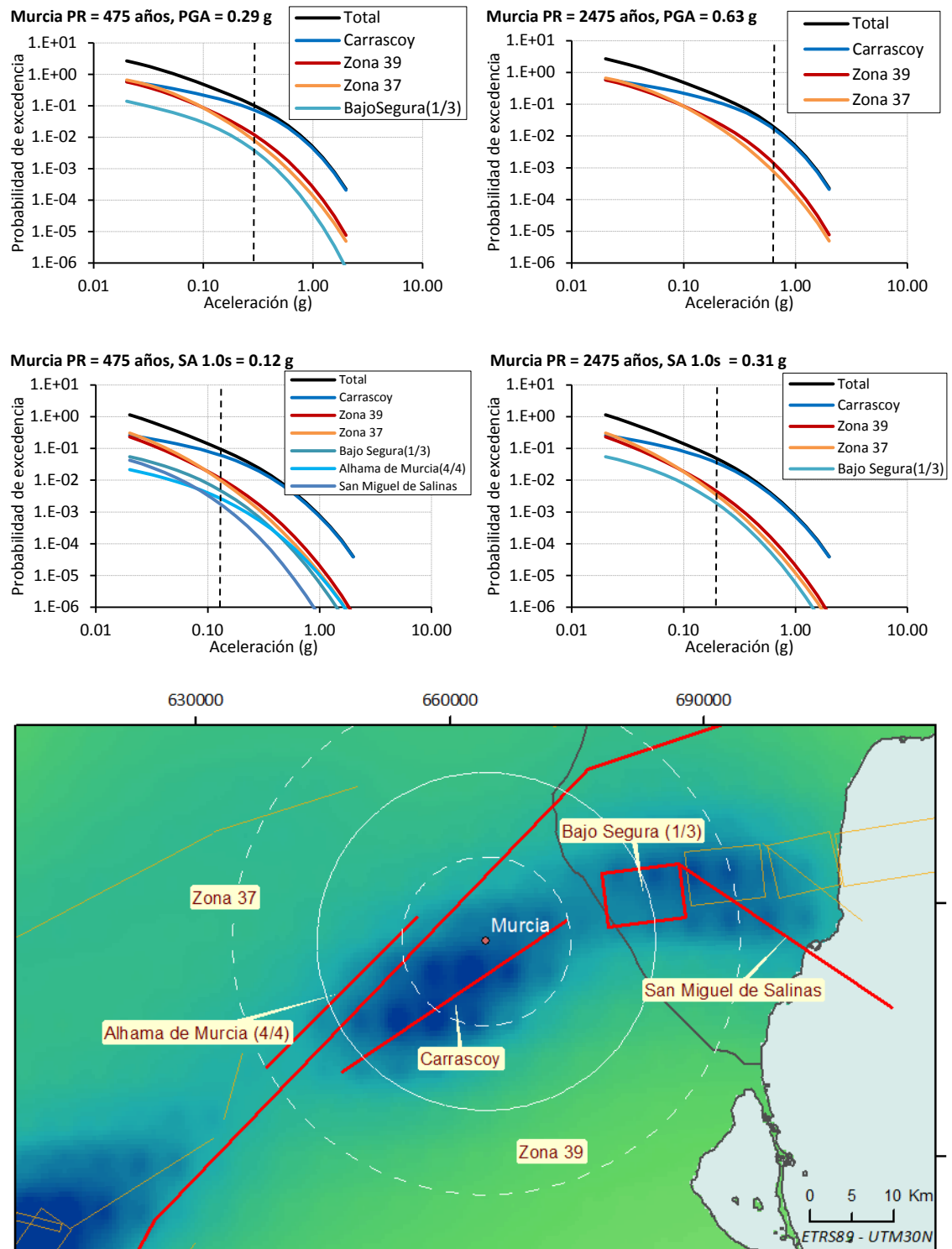
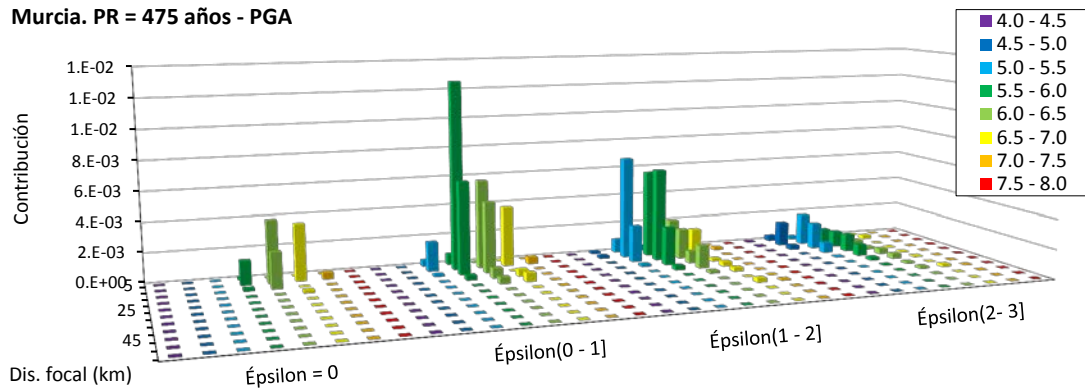
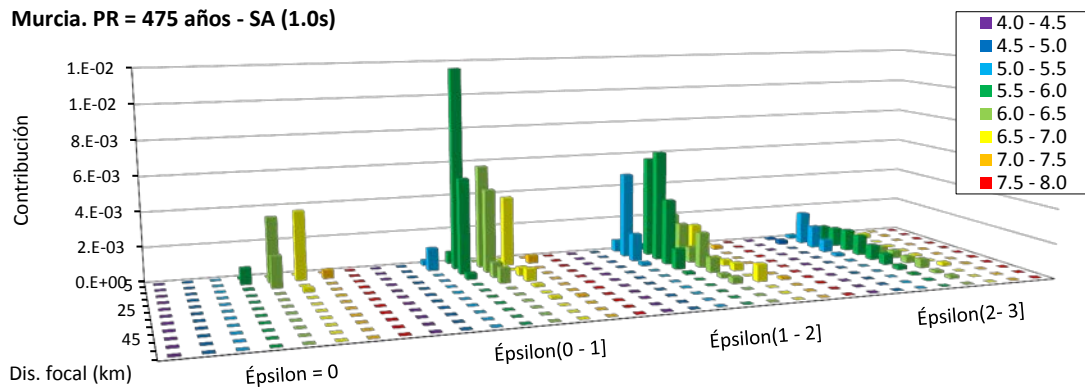


Figura 6.28. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad totales y parciales por fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Murcia para PGA y SA (1.0s) y para los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.

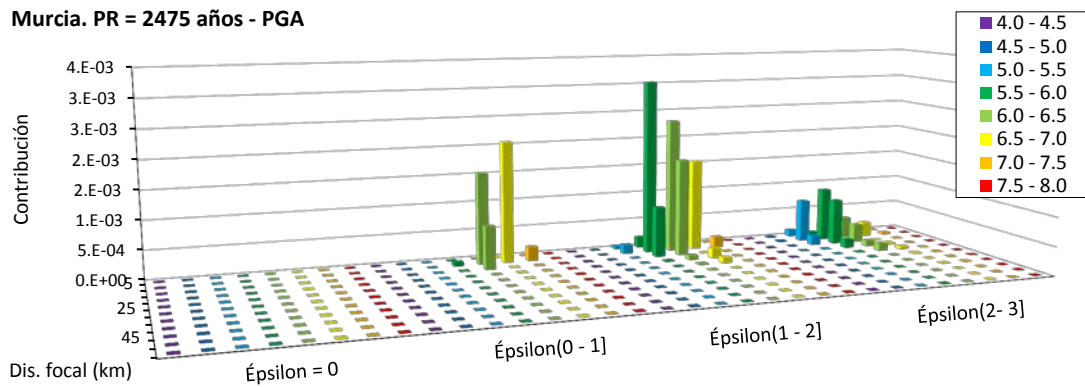
Murcia. PR = 475 años - PGA



Murcia. PR = 475 años - SA (1.0s)



Murcia. PR = 2475 años - PGA



Murcia. PR = 2475 años - SA(1.0s)

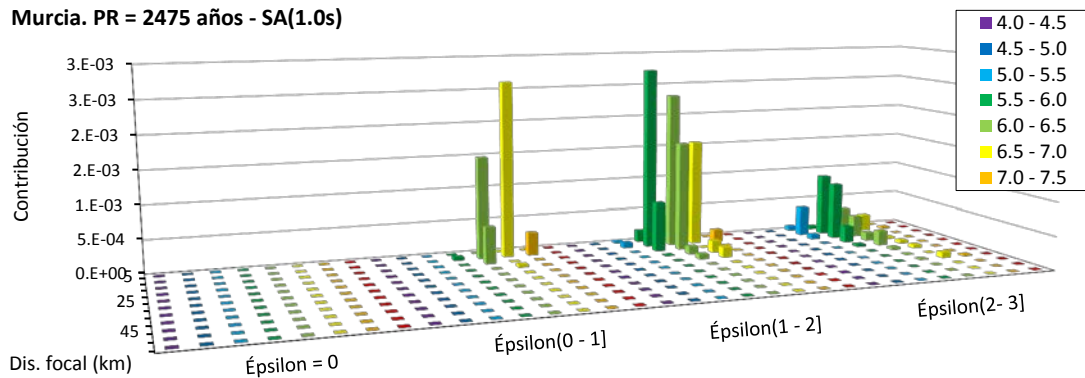


Figura 6.29. Gráficas con la desagregación en las tres variables (M, D, E) de la ciudad de Murcia para PGA y SA (1.0s) y los PR de 475 y 2475 años.

Capítulo 7

ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD MEDIANTE MODELOS CON DEPENDENCIA TEMPORAL

7.1 CONCEPTO DE DEPENDENCIA TEMPORAL

La modelización de fallas como fuentes independientes, permite incorporar al cálculo de peligrosidad modelos con tiempo o modelos *time-dependent*. Hasta ahora, todos los modelos citados anteriormente (a excepción del modelo de terremoto característico TC), son modelos sin tiempo, es decir, suponen que la probabilidad de que se produzca una ruptura en la falla no depende del tiempo transcurrido desde la última vez que se produjo un sismo en la misma localización. Esto es consecuencia de que la distribución de probabilidades asociada a estos modelos (con respecto a la variable tiempo) es una distribución poissoniana.

Sin embargo, de acuerdo con la teoría del rebote elástico, en una falla se produce una acumulación de esfuerzos debido a la acción continua de las fuerzas tectónicas. Cuando esta llega al umbral máximo de acumulación de esfuerzos o punto de ruptura, los bloques que componen la falla se desplazan súbitamente hacia posiciones de menor esfuerzo, liberando gran parte de los esfuerzos acumulados. El proceso de acumulación continuada seguida de una liberación precipitada de energía es aproximadamente periódico, y se denomina ciclo sísmico, reflejando de esta manera un comportamiento claramente no poissoniano de la correspondiente falla. El periodo de tiempo que transcurre entre dos eventos sucesivos se denomina **periodo de recurrencia (μ)** y depende de la magnitud de dichos eventos.

El ciclo sísmico no siempre tiene una periodicidad exacta, debido a perturbaciones en la acumulación de esfuerzos relacionadas con la propia dinámica de la falla o con agentes externos. Estas perturbaciones provocan que los ciclos tengan duraciones diferentes de un sismo a otro. La falta de periodicidad de estos ciclos puede medirse por medio del llamado coeficiente de variación o **coeficiente de aperiodicidad (α)**, definido como el cociente entre la desviación y la media de la duración del ciclo.

$$\alpha = \frac{\sigma}{\mu} \quad [7.1]$$

Conocer las funciones de distribución temporal asociadas a los ciclos sísmicos de una falla, considerando dicha aperiodicidad, no es una tarea sencilla, ya que requeriría identificar todos los sismos asociados a la falla en un periodo de tiempo muy amplio, especialmente si se trata de fallas lentas y sismos de baja frecuencia de ocurrencia y gran magnitud. Por este motivo, el procedimiento habitual se basa en ajustar funciones de distribuciones teóricas a la muestra de datos de la que se dispone. Sobre las características de estas funciones,

Abadías et al. (2006) establecen tres requisitos básicos, donde dichas funciones no deben contemplar la posibilidad de que:

- Existan tiempos entre eventos negativos
- Existan ciclos excesivamente cortos. Debido a la naturaleza del evento que se está analizando, para que se produzca un sismo grande debe haber transcurrido un periodo largo de acumulación de esfuerzos. Por lo que debe existir una cierta relación entre el tiempo de recurrencia entre eventos y la magnitud del mismo. A esto se lo llama **sombra de esfuerzos**.
- La probabilidad de que se produzca una duración mucho mayor o mucho menor que la media sea constante o creciente.

Las tres distribuciones estadísticas más usadas y que cumplen las tres condiciones anteriores son la Lognormal (Patel et al. 1976; ej. Nishenko y Buland, 1987), Gamma (Jambunathan, 1954) y Weibull (ej. Hagiwara, 1974). También hay distribuciones derivadas de modelos físicos numéricos que suelen ser empleadas, como *Brownian Passage Time* (Matthews et al. 2002), el Modelo Minimalista (Vázquez-Prada et al. 2002; 2003) y el Modelo de Caja (Abadías et al. 2006).

De todas las distribuciones que pueden ser utilizadas, para este ejemplo aplicaremos la distribución *Brownian Passage Time*. Esta distribución ha sido usada, entre otros casos, para caracterizar la peligrosidad sísmica dependiente del tiempo en Italia (Azzaro et al. 2012, Pace et al. 2008) y en California (WGCEP 2003; Parsons 2008) y es la función de distribución derivada de modelos físicos numéricos, más usada en la literatura.

7.2 BROWNIAN PASSAGE TIME (BPT)

Esta distribución de probabilidad de ocurrencia de un sismo o de ruptura en la falla, en función del tiempo, incluye perturbaciones brownianas al aumento constante de la carga tectónica y produce una variación estocástica del estado de la misma en el tiempo. Se asume que la ruptura ocurre cuando este proceso alcanza el umbral crítico de la falla, relajándose hasta el nivel mínimo y dando comienzo así a un nuevo ciclo sísmico. El proceso de aumento o estado de carga con el tiempo sigue la distribución de un oscilador de relajación browniano.

7.2.1 OSCILADOR DE RELAJACIÓN BROWNIANO

El estado de carga puede estar asociado con la deformación elástica acumulada, como se propuso originalmente por Reid (1910), así como con el estado de otras variables físicas, como el déficit de momento sísmico acumulado o el esfuerzo acumulado. También podría representar la historia de esfuerzos de Coulomb en el lugar donde se inicia la ruptura al finalizar un ciclo sísmico (Toda et al. 1998). En esta coyuntura, el estado de carga es simplemente un representante formal del potencial de ruptura.

El oscilador de relajación se plantea del siguiente modo:

$Y_o(t)$ representa el estado de carga en un tiempo t , midiendo la carga en un estado posterior X_o .

$$Y_o(t) = x_o + X(t) \quad [7.2]$$

donde

X_o es el estado de carga original, $X(t) \equiv \lambda t$ es una función que mide la carga acumulativa aplicada desde el tiempo cero hasta el tiempo t y donde λ es la tasa de acumulación de carga con el tiempo, tomado éste como una constante.

Para efectuar una descripción estadístico-mecánica del ciclo sísmico, se supone que los estados fundamentales de carga (en el origen X_o y en el momento de la ruptura X_f) permanecen fijos, mientras que el proceso de carga está sujeto a perturbaciones aleatorias. La componente estocástica de la carga acumulada se obtiene añadiendo a $X_o(t)$ un término de perturbación aleatoria, $\varepsilon(t)$:

$$X(t) = X_o(t) + \varepsilon(t) \quad [7.3]$$

La única fuente de variación en los intervalos de recurrencia es el término de perturbación, $\varepsilon(t)$ en la ecuación [7.3]. El término de perturbación ε representa la suma total de todos los factores que regulan la ruptura eventual de la fuente fuera de la periodicidad perfecta. Físicamente, estos factores pueden referirse a los efectos de otros terremotos que tienen lugar en las proximidades de la fuente, las variaciones de carga y la presión de poro entre otros. El aumento de carga con el tiempo puede expresarse entonces de la siguiente manera:

$$X(t) = \lambda t + \sigma W(t), t \geq 0 \quad [7.4]$$

donde $W(t)$ es el movimiento browniano estándar que se integra con incrementos estacionarios por medio de una función gaussiana de media 0 y varianza constante, y σ es el parámetro que escala la perturbación ($\sigma \geq 0$).

7.2.2 DISTRIBUCIÓN BPT

La función de densidad de probabilidad BPT en función del periodo de recurrencia y del coeficiente de aperiodicidad tiene la siguiente expresión:

$$f(t; \mu, \alpha) = \sqrt{\frac{\mu}{2\pi\alpha^2 t^3}} \cdot e^{(-\frac{(t-\mu)^2}{2\mu\alpha^2 t})} \quad [7.5]$$

Esta densidad tiene distintos nombres en la literatura, como gaussiana inversa (ya que su función generadora acumulada es la inversa de la función generadora acumulada de Gauss), o distribución Wald.

Un parámetro que ayuda a entender cómo actúan los modelos de distribución dependientes del tiempo en la peligrosidad sísmica es la tasa de peligrosidad o *Hazard rate* $H(t)$. Este parámetro mide la tasa de peligrosidad de la falla en función del tiempo y se obtiene a partir de las funciones de densidad y de distribución, de la siguiente manera:

$$H(t) = \frac{f(t)}{1-F(t)} \quad [7.6]$$

En la Figura 7.1 se muestra un ejemplo de cómo actúa la distribución BPT y algunas de las distribuciones estadísticas más usadas.

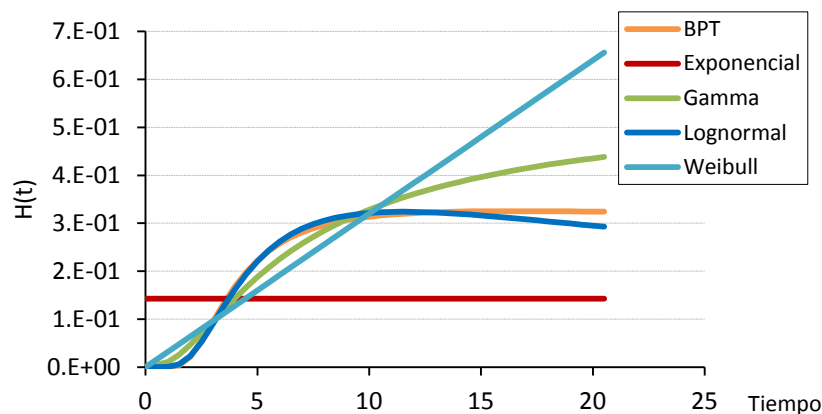


Figura 7.1. Tasa de peligrosidad en función del tiempo para diferentes distribuciones.

Como puede observarse en la Figura 7.1, la horizontalidad de la distribución exponencial (caso poissoniano) supone que no aumenta la peligrosidad con el tiempo. Las tres distribuciones empíricas (Lognormal, Gamma y Weibull), muestran tres tendencias diferentes: las dos primeras muestran un incremento significativo de la peligrosidad en un primer tramo (hasta tiempo 10) y luego una desaceleración significativa en el siguiente tramo. La tercera distribución (Weibull) muestra un aumento continuo y constante con el tiempo.

La distribución BPT (*Brownian Passage Time*), única distribución representada que se basa en modelos físicos numéricos, tiene una gran semejanza con la distribución Lognormal. Esta distribución se caracteriza por considerar que la probabilidad de que se produzca una ruptura inmediata al comienzo del ciclo sísmico ($t=0$) es nula $H(t)=0$. La tasa de peligrosidad aumenta de manera continua desde 0 a t . Alcanza un máximo cerca del tiempo medio de recurrencia y después disminuye hasta obtener una distribución asintótica a un nivel casi estacionario, de valor $h=(2\mu\sigma^2)^{-1}$ (Chhikara y Folks 1977), en el que la probabilidad condicional de un evento se hace independiente del tiempo. Este comportamiento distingue a la familia BPT de una distribución Lognormal (donde la tasa de peligrosidad asintótica es siempre cero).

El coeficiente de aperiodicidad proporciona a la distribución información sobre cómo actúan las perturbaciones al ciclo sísmico. En la Figura 7.2 se muestra la forma de la función de densidad de probabilidad y la tasa de peligrosidad para diferentes valores de aperiodicidad. Los valores pequeños de α corresponden a densidades casi simétricas con marcada tendencia central cerca del valor medio del periodo de recurrencia. Los valores más grandes de α , producen densidades altamente sesgadas a la derecha y que alcanzan su máximo valor a la izquierda de la media.

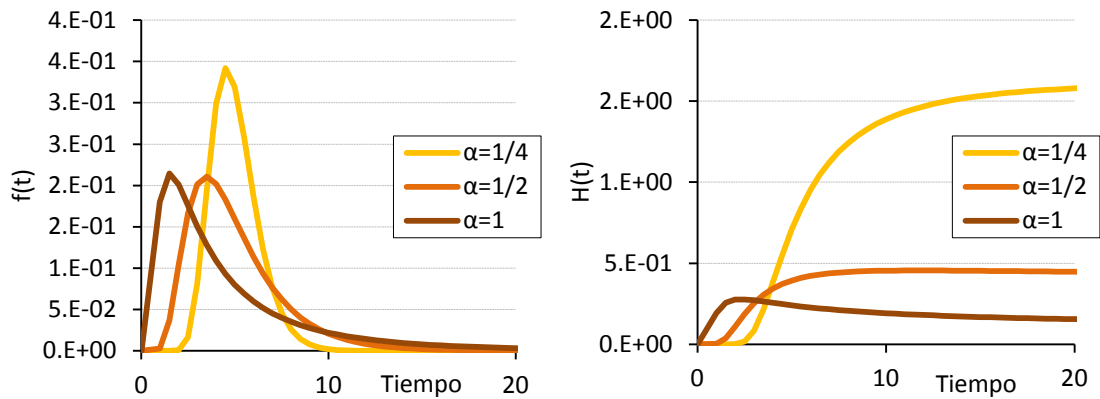


Figura 7.2. Función de densidad BPT y tasa de peligrosidad para distintos coeficientes de aperiodicidad.

7.3 APLICACIÓN A LA FALLA DE CARBONERAS

Se ha desarrollado una estimación de la peligrosidad sísmica incluyendo un modelo BPT de tiempo en la falla de Carboneras, segmento (1/2). Esta fuente sísmica corresponde con la falla más rápida y grande de la región. Si se analizan los resultados de peligrosidad obtenidos anteriormente, se puede apreciar que es la fuente sísmica que más contribuye a la peligrosidad en su entorno, proporcionando los valores de aceleración más altos de la región de estudio para todos los periodos de retorno estudiados.

Los modelos con tiempo, suelen ser aplicados con modelos de recurrencia en magnitud tipo Terremoto Característico (TC), sin embargo, también pueden encontrarse en la literatura combinaciones con modelos de GR o modelos mixtos entre TC y GR (Pace et al. 2008). En este caso, se considerará que la falla puede romper según el modelo GR obtenido anteriormente con la metodología híbrida propuesta en esta tesis. Para simplificar el modelo, se supondrá un modelo de recurrencia que discretice la magnitud en intervalos de 0.5 grados, y no cada 0.1, grados como se hizo en el ejemplo anterior. Esto facilitará la asociación de sismos de referencia para cada intervalo de magnitud a la hora de identificar el momento del ciclo sísmico en el que se encuentra la falla.

Al usar un modelo de GR, se supondrá que la probabilidad de que ocurra un sismo estará condicionada por: la recurrencia de sismos de esa magnitud en la falla, el coeficiente de aperiodicidad y el periodo que ha transcurrido desde el último evento de esa magnitud. Esto significa que, según este planteamiento, los eventos de distinta magnitud no proporcionan modificaciones en las probabilidades de ocurrencia de eventos de una magnitud diferente, por lo que se trata de una forma de aplicar un modelo temporal con ciertas limitaciones.

7.3.1 PERIODO DE RECURRENCIA Y COEFICIENTE DE APERIODICIDAD

El periodo de recurrencia medio asociado a cada rango de magnitudes puede identificarse como la inversa de las tasas simples de sismos de cada rango de magnitud. De acuerdo con la nueva discretización del modelo GR (rangos de magnitudes de 0.5), estas tasas pueden ser obtenidas a partir de la tasa acumulada de sismos de magnitud mayor o igual a 4.0 ($\dot{N}(4.0)=0.3103$) y del valor de beta ($\beta=2.180$) obtenidos en la falla.

En este punto, es necesario recordar que estos valores ($\dot{N}(4.0)$ y β) se han ajustado partiendo de la tasa de deslizamiento y tamaño de la falla, así como de la tasa de momento sísmico observada en la región. Dicha tasa se obtuvo por medio del catálogo de proyecto, es decir un

catálogo depurado de premonitores, réplicas y dobletes, de acuerdo con el modelo poissoniano. En este caso, puesto que sí se considera la relación temporal entre sismos, es necesario volver a ajustar estos parámetros con el catálogo sin depurar.

Para ello se aplicó la metodología híbrida propuesta en esta tesis, pero partiendo del catálogo sin depurar y se obtuvo un valor de la tasa acumulada $\dot{N}(4.0) = 0.3146$ y $\beta = 0.204$. En la Tabla 7.1 se muestran las nuevas tasas simples y periodos de recurrencia para cada rango de magnitud.

Tabla 7.1. Rangos de magnitudes asociados al modelo y periodos de recurrencia ($1/\dot{n}(m)$).

Ma	Mb	Mw	$\dot{n}(Mb-Ma)$	Periodo de recurrencia (años)
3.75	4.25	4.0	0.2102	5
4.25	4.75	4.5	0.0698	14
4.75	5.25	5.0	0.0232	43
5.25	5.75	5.5	0.0077	130
5.75	6.25	6.0	0.0026	391
6.25	6.75	6.5	0.0008	1176
6.75	7.25	7.0	0.0003	3540
		Σ	0.3146	

Puesto que los periodos de recurrencia han sido obtenidos por medio de las tasas simples ajustadas, el coeficiente de aperiodicidad es una incógnita en esta aplicación. En este caso, se ha decidido considerar el trabajo de Zoller et al. (2008), donde propone una expresión para calcular el coeficiente de aperiodicidad en función del valor de la b de GR:

$$\alpha = \sqrt{\frac{b}{3-b}} \quad [7.7]$$

Los autores consideraron un modelo de una falla de gran tamaño rodeada de fallas más pequeñas que se ajustan al modelo GR. Suponen que la aperiodicidad de la falla es debida a las fluctuaciones positivas y negativas debido a las fallas más pequeñas adyacentes, que producen un gran número de terremotos entre dos sismos grandes de la falla.

En el caso de esta aplicación, se supone que es la propia falla la que puede romper en sismos más pequeños. Aunque la aplicación no corresponde completamente con la teoría de Zoller et al. (2008), se considera que este factor de aperiodicidad puede proporcionar una aproximación que da idea de cómo pueden estar afectando la ocurrencia de sismos a la falta de periodicidad entre sismos de distinta magnitud. El coeficiente de aperiodicidad obtenido en este caso es de $\alpha=0.68$.

En la Figura 7.3 se muestran las tasas de peligrosidad asociadas a los rangos de magnitud establecidos en la falla, con los periodos de recurrencia y el coeficiente de aperiodicidad.

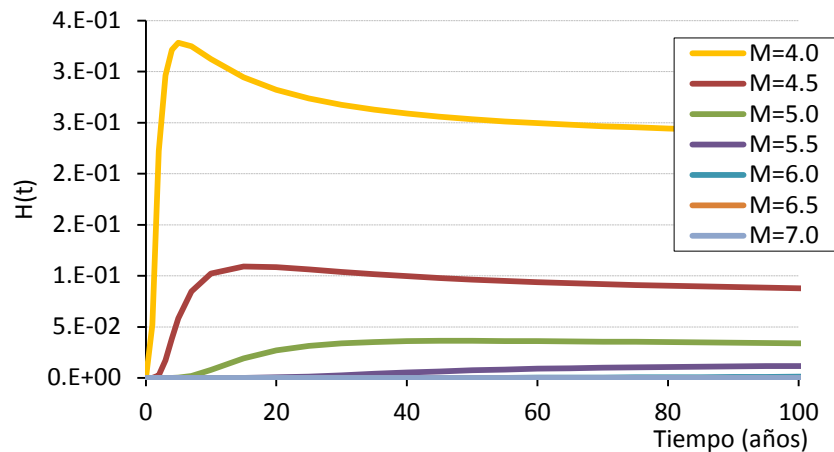


Figura 7.3. Tasa de peligrosidad para los diferentes periodos de recurrencia asociados a las magnitudes de la falla.

7.3.2 PROBABILIDADES DE OCURRENCIA DE EVENTOS EN T AÑOS

Una vez determinados los periodos de recurrencia y la aperiodicidad para cada rango de magnitud, el siguiente paso será asignar probabilidades de ocurrencia de n eventos en t años. Para esta aplicación se han considerado tiempos t de 50 y 100 años.

Un parámetro importante, a la hora de establecer estas probabilidades, es el estado de carga original de la falla, es decir, la identificación del momento del ciclo sísmico en el que se encuentra la falla para cada rango de magnitud. Las probabilidades de ocurrencia de n eventos en t años aumentarán con el tiempo transcurrido desde el último evento para cada rango de magnitud.

Para calcular las probabilidades de ocurrencia de n eventos en t años, según la distribución BPT, en los casos en los que se espera 1 o 0 eventos en 50 o 100 años, han sido calculadas utilizando la función de distribución de probabilidad directamente, pero en los casos en los que se espera más de un evento $n > 1$, se ha utilizado un simulador teórico de aumento de carga.

En la Figura 7.4 se muestran las probabilidades de que ocurran n sismos en 50 años para para distintos rangos de magnitudes y suponiendo 3 instantes del ciclo sísmico. El primero al comienzo del ciclo ($q=0$), el segundo a mitad del periodo de recurrencia ($q=\mu/2$) y el tercero cuando se ha cubierto el periodo de recurrencia ($q=\mu$).

Como puede verse, a medida que aumenta la magnitud disminuye la probabilidad de ocurrencia de n sismos en 50 años. Sin embargo dicha probabilidad aumenta al avanzar el tiempo cubierto del ciclo sísmico, para cada magnitud.

Las distribuciones de probabilidades para sismos de magnitud Mw 7.0 son similares a las de Mw 6.5. Para el inicio del ciclo la probabilidad de ocurrencia de algún evento es nula y para otros instantes del ciclo, las probabilidades son muy bajas (en $q= \mu/2$ de 0.017 y para $q=\mu$ de 0.022).

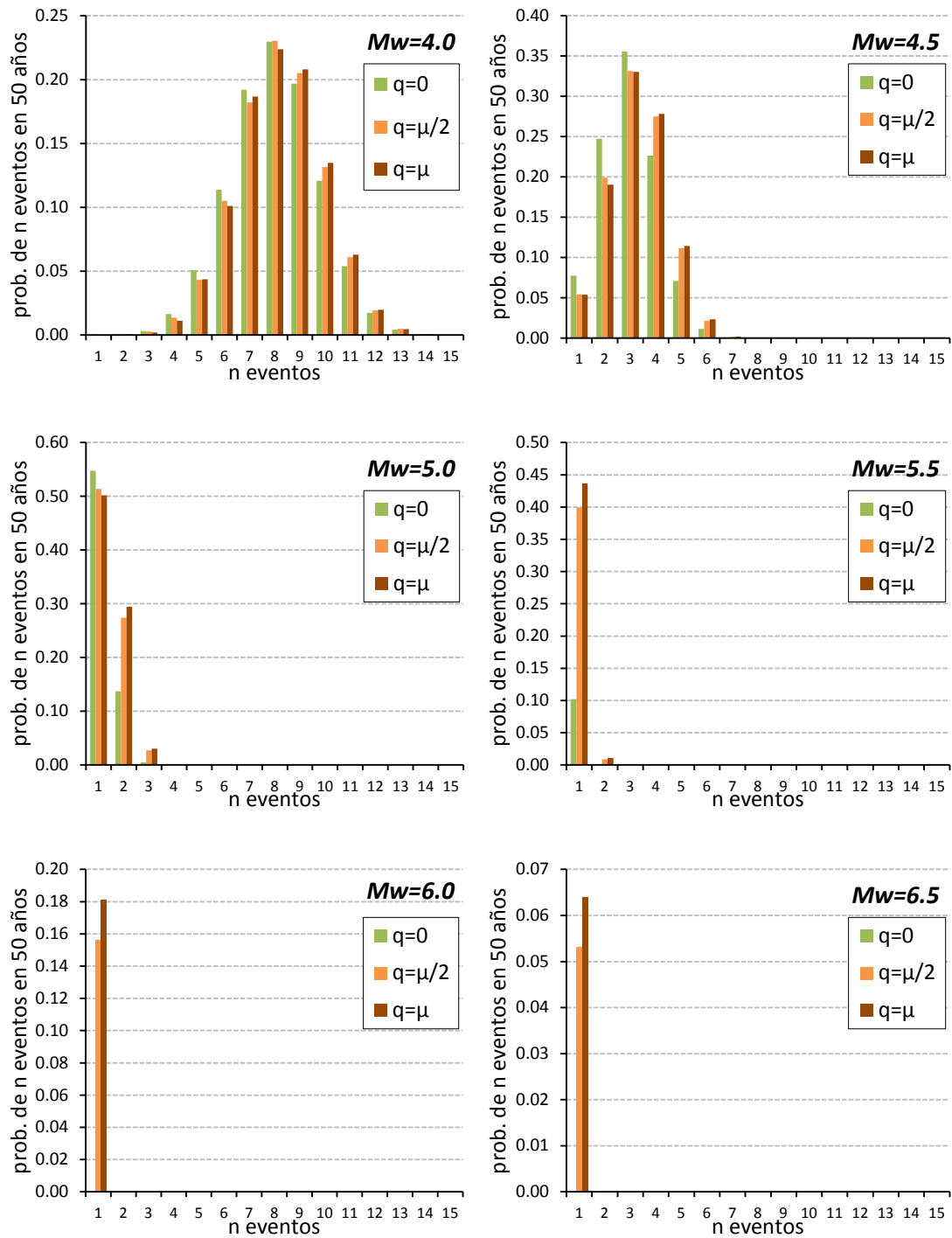


Figura 7.4. Probabilidades de n eventos en 50 años estimadas suponiendo tres instantes distintos del ciclo sísmico.: comienzo del ciclo ($q=0$), mitad del ciclo ($q=\mu/2$) y final del mismo ($q=\mu$)

7.3.3 ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD

La estimación de la peligrosidad se ha llevado a cabo, al igual que en el caso anterior, con el programa de cálculo CRISIS2012. Los parámetros de cálculo, el modelo de movimiento fuerte y el tamaño de la malla se han mantenido igual que en la estimación de peligrosidad poissoniana.

En la Figura 7.5, Figura 7.6 y Figura 7.7 se presentan las estimaciones de peligrosidad obtenidas para tres los tres supuestos que a continuación se indican.

La Figura 7.5, muestra una estimación poissoniana de la peligrosidad, con la simplificación del modelo de recurrencia discretizado en intervalos de 0.5 grados de magnitud.

En la Figura 7.6 se muestra una estimación de peligrosidad con el modelo de tiempo BPT sin considerar carga inicial en la falla, es decir, suponiendo que el instante en el que se calcula la peligrosidad es el comienzo de cada ciclo sísmico. En este caso la peligrosidad sísmica asociada a la falla disminuye considerablemente, proporcionando un escenario de peligrosidad de menor valor que en el caso poissoniano.

La Figura 7.7 presenta la estimación de la peligrosidad considerando un instante en el ciclo sísmico igual al periodo de recurrencia (de cada magnitud). Este escenario, muestra una peligrosidad mayor que los dos anteriores, ya que reflejaría la peligrosidad sísmica en un instante muy avanzado de los ciclos sísmicos.

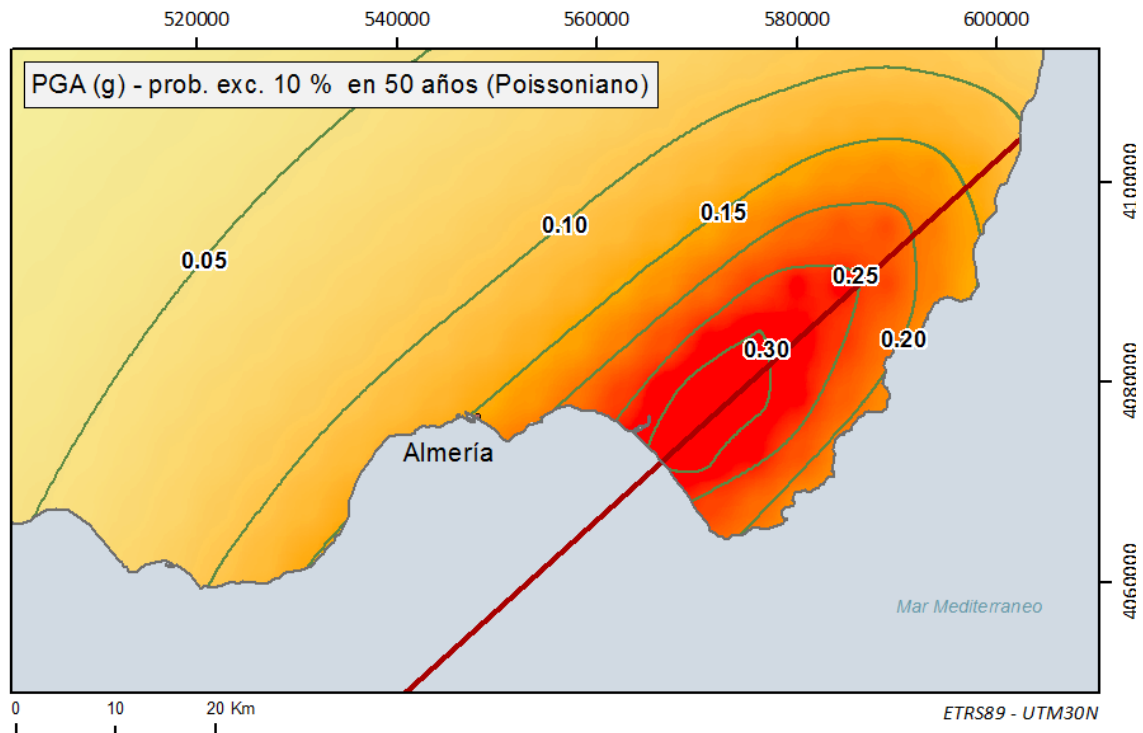


Figura 7.5. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad en la falla de Carboneras, en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia según el modelo tiempo poissoniano.

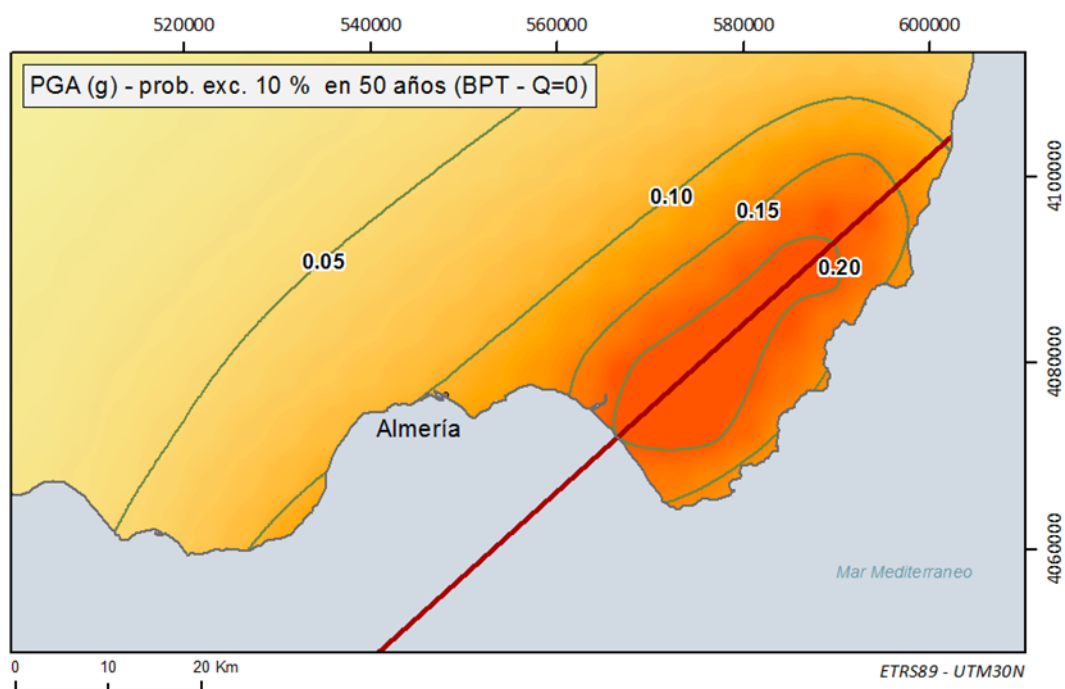


Figura 7.6. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad en la falla de Carboneras, en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia, según el modelo tiempo BPT al inicio del ciclo sísmico.

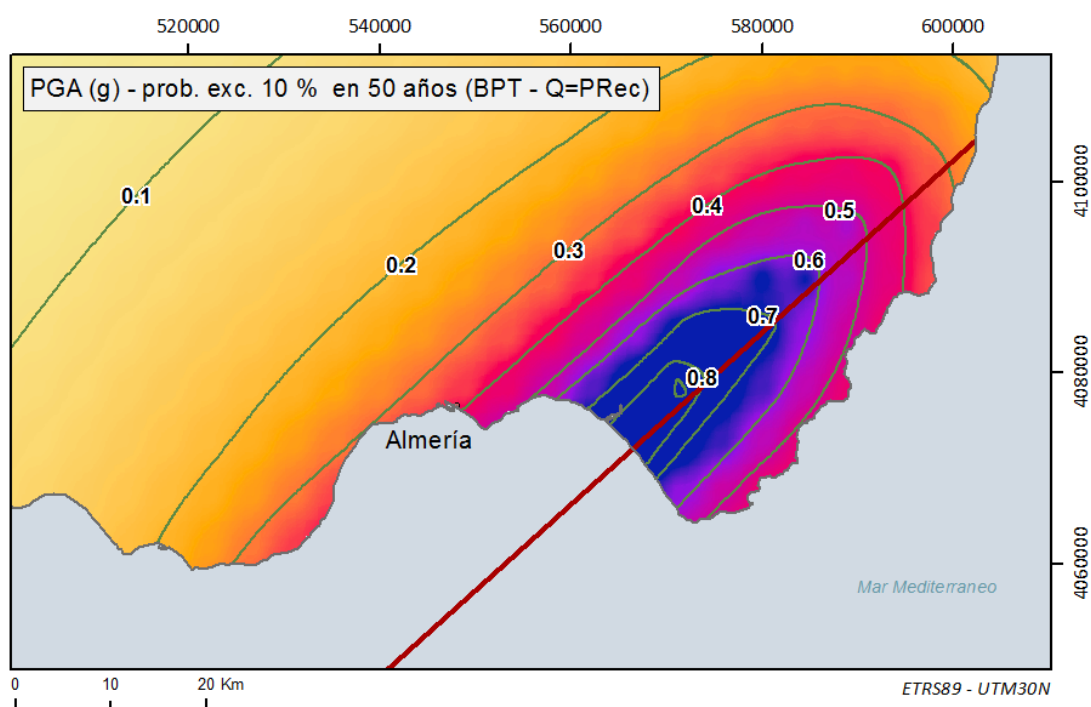


Figura 7.7. Mapa de la aceleración máxima esperada por la falla de Carboneras en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia, según el modelo de tiempo BPT para el instante en el que se ha superado el periodo de recurrencia.

7.3.4 ESTIMACIÓN DEL ESTADO DE CARGA PARA CADA RANGO DE MAGNITUD

Una de las labores más complicadas a la hora de hacer una estimación de peligrosidad sísmica con modelo temporal es determinar en qué momento de carga se encuentra la falla para cada intervalo de magnitud o ruptura. Para ello se analizan los sismos ocurridos en las proximidades de la falla (en este caso, se ha considerado una distancia máxima de 20 km para sismos de magnitud menor a 5.5 y 40 km para sismos mayores) y se identifica el año en que ocurrió el último sismo para cada rango de magnitud. Esta labor es muy subjetiva, ya que no siempre es fácil identificar los últimos sismos que pueden asociarse a cada intervalo, siendo posible que esos terremotos estén asociados a otras estructuras tectónicas próximas. Además, la asignación de dichos sismos, tendrá una repercusión importante en la estimación de peligrosidad como se verá en los resultados.

En la Figura 7.8 se muestra la distribución temporal de las magnitudes de los sismos ocurridos cerca de la falla y que están incluidos en el catálogo de proyecto.

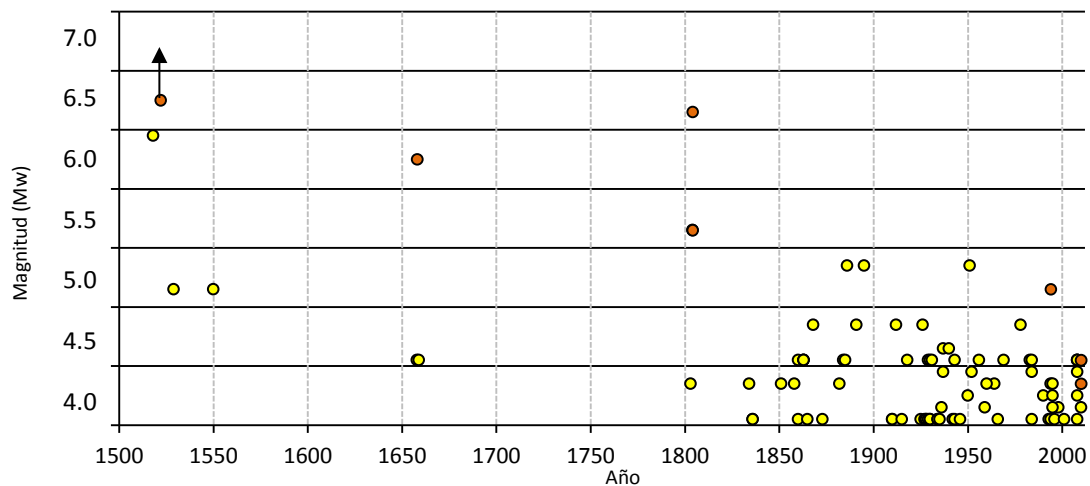


Figura 7.8. Gráfica con la magnitud y año de los sismos próximos a la falla de Carboneras. En naranja los sismos de referencia usados para estimar el estado inicial de carga de los diferentes ciclos sísmicos.

Como se muestra en la Figura 7.8, en el rango de mayor magnitud, próximo a la magnitud máxima esperada en la falla, no hay ningún sismo registrado en el catálogo, por lo que se ha tomado como terremoto de referencia el ocurrido en 1522, al que se le ha asignado una magnitud momento Mw de 6.5, tal como figura en el catálogo de proyecto.

En la Figura 7.9, se puede ver el tiempo transcurrido desde el último evento, en todos los tramos de magnitud o ciclos sísmicos. A excepción del ciclo sísmico referente a sismos de Mw=5.5, los sismos de referencia ocurrieron hace menos tiempo que la media del ciclo sísmico.

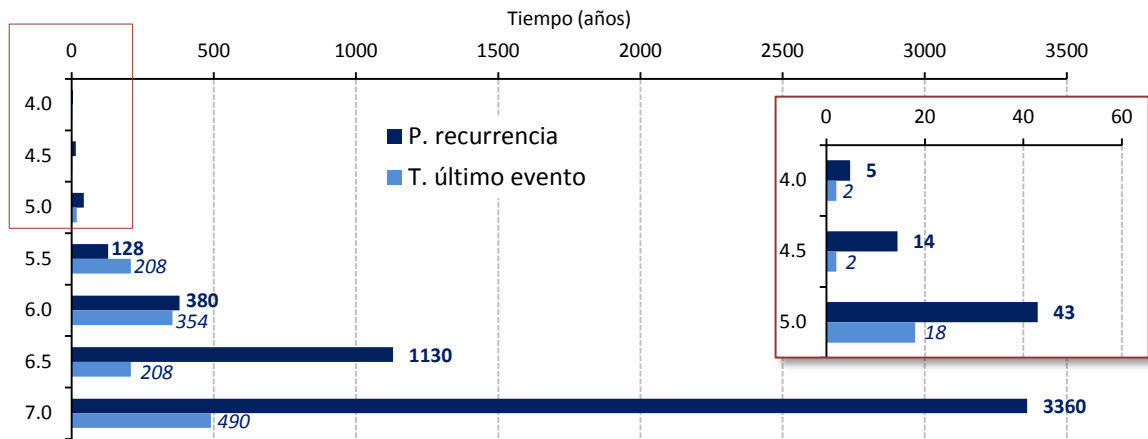


Figura 7.9. Gráfico con el periodo de recurrencia y el tiempo desde el último evento para cada rango de magnitud.

Una vez determinados los años que posiblemente han transcurrido desde el último evento para cada rango de magnitud, el siguiente paso será asignar probabilidades de ocurrencia de n eventos en t años.

En Figura 7.10 se muestran las probabilidades que se han obtenido de que ocurran los distintos sismos en 50 y 100 años para distintos rangos de magnitudes, incluyendo el tiempo desde el último evento.

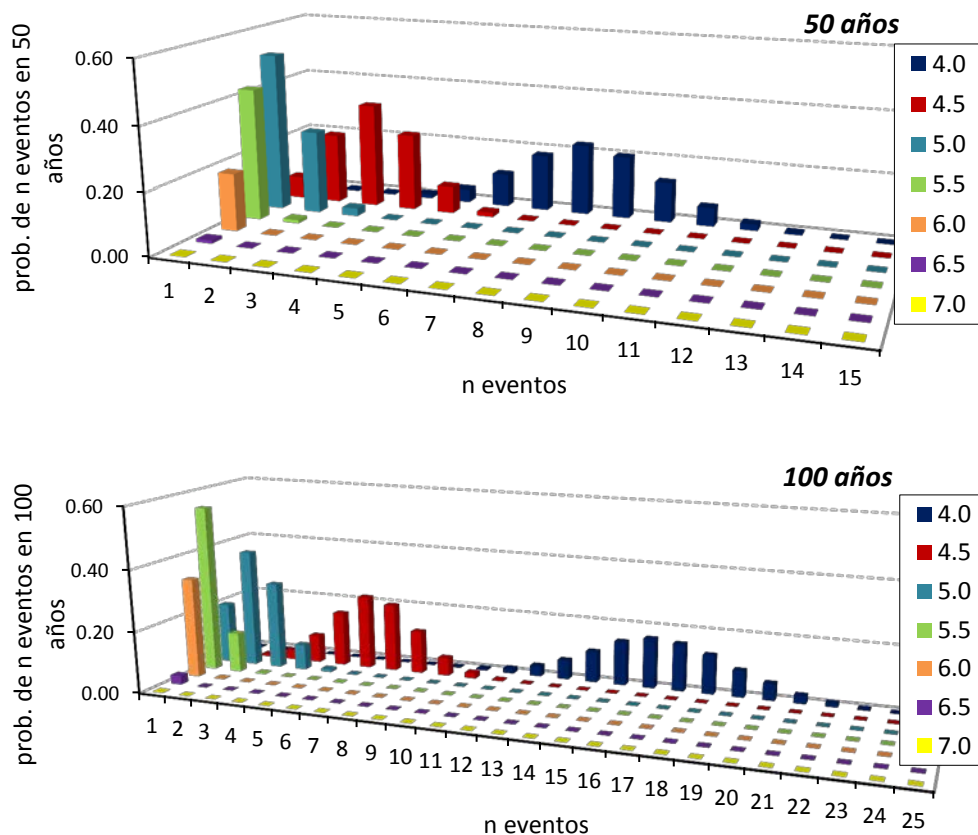


Figura 7.10. Probabilidades de ocurrencia de eventos en 50 y 100 años considerando el tiempo desde el último evento.

7.3.5 ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD CONSIDERANDO EL TIEMPO DESDE EL ÚLTIMO EVENTO

En la Figura 7.11 se muestra la estimación final de peligrosidad sísmica en términos de PGA para 50 años con una probabilidad de excedencia del 10%. Las aceleraciones calculadas muestran un escenario de riesgo intermedio entre los dos obtenidos anteriormente. Puede verse la influencia del instante estimado en el que se encuentra el ciclo sísmico considerado.

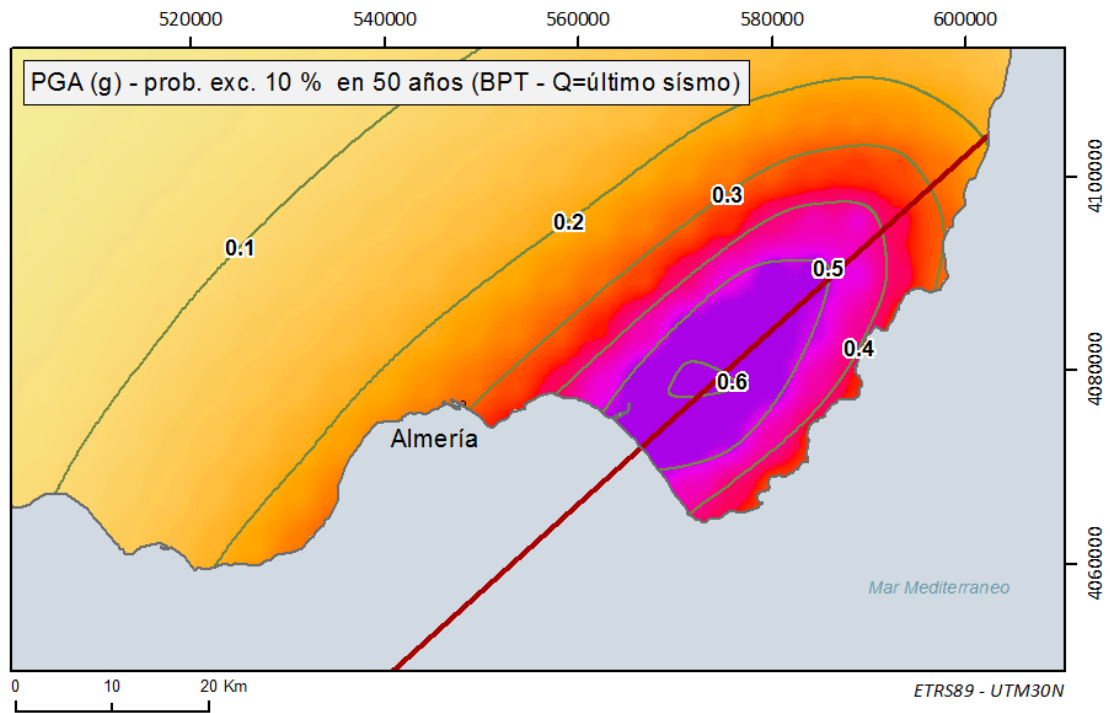


Figura 7.11. Mapa de la aceleración máxima esperada por la falla de Carboneras en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia según el modelo tiempo BPT considerando el tiempo transcurrido desde el último evento.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

REFERENTES A LA METODOLOGÍA

En esta tesis doctoral se ha desarrollado una metodología que permite combinar fallas activas y zonas sismogénicas dentro de la caracterización de la fuente en la estimación probabilista de la peligrosidad sísmica.

La metodología que se propone trata de solventar el problema de cómo distribuir la sismicidad entre zonas y fallas cuando se emplean modelos híbridos de fuente, evitando las suposiciones adoptadas por algunas de las metodologías más empleadas a tal fin, que esencialmente son: fijar una magnitud de corte, que delimita el potencial sísmico de las zonas y fallas, o suponer que la sismicidad registrada en una región, por medio del catálogo sísmico, contempla todo el potencial sísmico de las fuentes localizadas en dicha región.

Estos dos problemas, se ven acentuados en regiones donde las fallas son lentas (baja tasa de deslizamiento), ya que el registro sísmico que se tiene de la región no contempla de manera completa el potencial sísmico real de las fallas (especialmente para sismos grandes con largos periodos de recurrencia) y/o regiones que presentan una sismicidad difusa, ya que en estas es muy frecuente la ocurrencia de sismos relevantes en sitios donde no hay fallas conocidas (terremotos de Becerreá en 1995, de Pedro Muñoz en 2007), debido a los largos periodos de recurrencia asociados a ellas, a la falta de ruptura en superficie, y a la ausencia de datos geofísicos o de indicadores neotectónicos que muestren la existencia de una falla oculta.

La metodología híbrida propuesta en esta tesis (MHP) responde a la necesidad de establecer un reparto del potencial sísmico entre fallas y zonas, especialmente en aquellas regiones donde existan fallas lentas y sea difícil conocer la magnitud máxima esperada en las mismas o sus periodos de recurrencia, debido a la lenta acumulación de esfuerzos que hace que los intervalos de observación no incluyan ciclos completos.

Para establecer el reparto de potencial sísmico mencionado, primeramente se introduce el concepto de región, como área geográfica que alberga una zona y las fallas incluidas en ella, de modo que el potencial sísmico de la región se concibe como la suma del potencial sísmico de la zona más el de las correspondientes fallas (Figura 3.1).

El reparto de potencial sísmico entre ambas fuentes (zona y fallas) se realiza por medio de la tasa de momento sísmico. Estableciendo una igualdad entre la tasa de momento sísmico liberada en una región y la tasa de momento sísmico acumulada en las fuentes contenidas en dicha región.

Al reparto de la tasa de momento sísmico se le incluyen una serie de condiciones iniciales, estas condiciones pretenden por un lado, conservar la tasa de sismos observada en la región y por otro, no presuponer de antemano que el potencial sísmico de las fallas está registrado completamente en el catálogo sísmico de la región. Estas son:

- La tasa sísmica anual observada en cada región, por medio del registro sísmico, se mantiene constante independientemente del número de fuentes modelizadas de forma individual en su interior.
- El reparto del potencial sísmico no se hace con todo el catálogo sísmico, sino con aquella parte que con mayor probabilidad ha sido registrada de forma completa en la región, atendiendo a la magnitud de los sismos y a la cobertura espacio-temporal de las estaciones en la zona de estudio. Esta información se obtiene a través del análisis de completitud del catálogo.
- El potencial sísmico de la falla que se sustrae del potencial sísmico regional para obtener el de la zona, no es el de toda la falla, sino aquel que ha sido registrado en el periodo en el que se considera que el catálogo es completo.

Para establecer qué parte del catálogo sísmico ha sido registrado de forma completa con mayor probabilidad en la región se establecen los periodos de completitud para cada magnitud y se define la magnitud máxima de completitud MMC , siendo esta la mayor magnitud del catálogo cuyo periodo de completitud $PC(m)$ está incluido en el periodo de observación del catálogo POC y la magnitud mínima de completitud $Mmin$, por debajo de la cual no se contemplará el potencial sísmico de las fuentes. Estas dos magnitudes fijarán el intervalo de magnitudes registradas de forma completa ($Mmin, MMC$).

Eso significa que, aunque en la región existan fuentes sísmicas que puedan generar sismos de una magnitud superior a la MMC , en el análisis y en el reparto de momento sísmico de la región entre fuentes tipo zona y fuentes tipo falla, no se contempla el momento sísmico asociado a los sismos de $M > MMC$. El intervalo de magnitud en el que se realiza el reparto está acotado entonces por una magnitud mínima de cálculo $Mmin$ y una magnitud máxima de completitud MMC .

Con las condiciones anteriores, se determina la tasa de momento sísmico liberada en la región a partir de la sismicidad catalogada en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa ($Mmin, MMC$) y la tasa de momento sísmico acumulada en la falla en ese el intervalo de magnitudes ($Mmin, MMC$). La tasa de momento sísmico asociada a la zona será la diferencia entre las anteriores.

Para estimar la tasa de momento sísmico acumulada en la falla, en ese intervalo de magnitudes de interés, es necesario asociarle un modelo de recurrencia y un valor de beta. Esta misma asignación habrá que efectuarla también en la zona, estableciendo una relación entre los valores de beta de las fallas y de la zona de una misma región y permitiendo, de este modo, fijar una de ellas y calcular la otra a partir de la primera, siempre y cuando se conserve el equilibrio del modelo [Ecuación 3.11].

El tipo de modelo de recurrencia que se asigne a cada fuente condicionará el reparto de la tasa de momento sísmico final, dado que los distintos modelos de recurrencia asignan diferentes

probabilidades de ocurrencia a los eventos de una misma magnitud y, por lo tanto, diferentes tasas de momento sísmico y tasas de sismicidad en el intervalo de magnitudes en el que se hace el reparto (véase Figura 3.15).

En consecuencia, el modelo final de fuentes dependerá de los modelos de recurrencia asociados y del valor de beta que se utilice para el ajuste (en la zona o en las fallas).

Otros parámetros que variarán el modelo de fuentes final serán los datos de partida que se utilicen o la calidad de los mismos. La tasa de deslizamiento de la falla (*slip rate*) y el área del plano de falla variarán la tasa de momento sísmico acumulado en la falla. Asimismo, la relación que se emplee para estimar la magnitud máxima de una falla, en función del tamaño del plano de falla, condicionará la tasa de momento sísmico asociada a la falla en el intervalo de magnitud en el que se hace el reparto.

En referencia al catálogo, las magnitudes asignadas a los registros sísmicos, la cantidad de sismos, su rango de magnitudes y la proporción de magnitudes grandes frente a pequeñas, también condicionarán la tasa de momento sísmico registrada en la región, no solo en su valor sino también el error asociado a dicha tasa. En este caso concreto, se ha intentado cuantificar dicha variación por medio de una simulación de catálogos sintéticos con diferentes características (Apartado 3.4). Se ha establecido una matriz de coeficientes de variación *COV* para el valor de la tasa de momento sísmico registrada en diferentes casos de aplicación. Para algunas combinaciones el valor de *COV* puede superar la unidad (Tabla 3.1), especialmente en casos de poca cantidad de sismos, un amplio rango de magnitud entre ellos y con valores de *b* próximos a 1.5.

REFERENTES A LA APLICACIÓN.

En la aplicación se ha llevado a cabo un cálculo completo de peligrosidad sísmica con la metodología híbrida propuesta en esta tesis (MHP) y con la metodología clásica zonificada (MCZ). El objetivo de esta aplicación ha sido doble: por una parte implementar la metodología híbrida y por otra comparar sus resultados con los generados con la metodología zonificada clásica. De este modo, se muestra cómo afecta la inclusión de las fallas como fuentes independientes en las estimaciones probabilistas de peligrosidad sísmica para distintos periodos de retorno, en contraposición con la modelización de las fuentes sísmicas como zonas sismogénicas únicamente. Los resultados de esta comparación aportan datos que facilitan la estimación de un coeficiente para introducir el denominado *efecto fuente* en las proximidades de la falla.

La zona elegida para la aplicación, el sur-sureste de España, permite poner en práctica la metodología híbrida en un área de estudio donde las fallas son lentas (tasas de deslizamiento inferiores a 1 mm/año), pero donde el registro histórico tiene catalogados sismos catastróficos que han llegado a alcanzar una intensidad X.

La zona de aplicación presenta un área de gran tamaño de amortiguación en el contacto de placas, caracterizada por una sismicidad que se distribuye difusamente a lo largo de toda la región y poniendo de manifiesto una alta complejidad sismotectónica. Este hecho dificulta la posibilidad de realizar estudios de peligrosidad sísmica empleando modelos únicamente de

fuentes tipo falla, al no conocerse todas las estructuras tectónicas activas relevantes de la región. Sin embargo, los avances en el conocimiento de la tectónica activa de la zona de estudio permiten poder modelizar algunas fallas muy significativas de la región, lo que no justifica que el conocimiento concreto del potencial sísmico de esas fallas no sea utilizado en los estudios de peligrosidad. Conforme a lo anteriormente expuesto, se considera que la metodología híbrida propuesta aquí (modelizando zonas y fallas conjuntamente) es una metodología muy apropiada para estimar la peligrosidad sísmica en este área concreta, donde se combinan fallas activas independientes (aquellas que han sido bien estudiadas) y zonas sismogénicas que cubren el déficit de conocimiento del resto de estructuras tectónicas activas.

En la confección del catálogo sísmico del estudio, se ha asignado una incertidumbre al tamaño de los eventos registrados de acuerdo al tipo de parámetro usado y a la antigüedad del dato. Esto ha permitido reflejar en el catálogo homogeneizado (a magnitud M_w) la incertidumbre del tipo de parámetro origen por medio de una incertidumbre en M_w . Esta consideración, cobra una gran importancia en esta aplicación debido a la heterogeneidad existente en el origen de cada registro (véase Apartado 4.3.1.3). La incertidumbre asociada a la magnitud del evento, se ha tenido en cuenta en la homogeneización y depuración del catálogo, así como en la estimación de los parámetros de sismicidad de las fuentes. Para el caso de la MCZ, la consideración de la incertidumbre se ha realizado por medio de un proceso de simulación estocástico de Montecarlo (véase Apartado 5.2.1) y para el caso de la MHP, asociando una función de distribución triangular a dicha incertidumbre a la hora de obtener la tasa de momento sísmico regional asociada a la sismicidad (véase Apartado 5.1.3).

En el caso concreto de la MHP, el análisis de completitud del catálogo ha sido una fase clave para identificar el intervalo de magnitudes registradas de forma completa, fijando dichos límites entre 4.0 y 5.9. Para magnitudes iguales o superiores a 6.0, el análisis de completitud refleja que no se dispone de suficientes datos como para asegurar que esas magnitudes puedan haber sido registradas completamente en el periodo de observación del catálogo POC (Figuras 4.9).

El límite superior de los intervalos de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo varía de una región a otra de acuerdo con la magnitud máxima registrada en cada región. De las 11 regiones analizadas, en tres de ellas la magnitud máxima registrada estaba por debajo de la magnitud máxima de completitud MMC , estas son las regiones 29 y 33, con una $M_{max}=5.4$ y la región 30, con una $M_{max}=4.6$.

En la región 30, además de darse la situación anterior, esta tiene tres fallas modelizadas de forma independientemente en su interior (Lietor, Pozohondo y Socovos) con magnitudes máximas muy superiores a la máxima registrada (M_w 6.9, 6.6 y 7.1 respectivamente), este hecho determinado hace que esta región sea altamente especial en el estudio, ya que los parámetros de sismicidad de esas fallas han sido modelizados con una proporción muy pequeña de las mismas (véase Tabla 5.4 y Anexo 4). Esto implica que los resultados de peligrosidad en esa región tienen una menor robustez que en el resto. A esta misma conclusión ya se había llegado al no poder calcular el coeficiente COV de la tasa de momento sísmico registrada en la región por falta de una muestra de registros significativa. De hecho, la

falla de Lletor ha reflejado una gran variación en la peligrosidad con las dos metodologías, resultados concretos que han sido analizados con más detalle que el resto en el Apartado 6.5.2.

En las demás regiones, las magnitudes máximas registradas eran mayores que la *MMC*, pero en ningún caso superando la magnitud 6.5, es decir, con un máximo de 0.6 grados por encima de la *MMC*.

En relación a las magnitudes máximas esperadas en las fallas, estas sí superan sobradamente la *MMC*, por lo que los modelos de recurrencia asociados a dichas fallas, en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo, han sido extrapolados a dichas magnitudes máximas. Esto pone de manifiesto que las magnitudes máximas esperadas en el área de estudio debido a las fallas modelizadas independientemente, en la mayoría de los casos (56%), no están bien registradas en el catálogo sísmico del proyecto, superando la magnitud máxima registrada total (6.5). A este respecto, hay que tener en cuenta que la correlación entre el tamaño del plano de falla y la magnitud máxima esperada en cada falla juega un papel muy importante. En esta aplicación concreta, se ha tomado la relación de Stirling (2002), muy aplicada en los últimos años en otros estudios, pero cabría analizar cómo la utilización de otro tipo de relaciones puede variar este dato. En este sentido, trabajos como el publicado recientemente por Stirling et al. (2013), donde los autores analizan diferentes relaciones empíricas publicadas en la literatura entre estas variables, cobran una gran importancia a la hora de modelizar las fallas en las estimaciones de peligrosidad sísmica.

En cuanto a las proporciones de tasa de momento sísmico regional asociadas a las fallas o a la zona de cada región (Tabla 5.15), este dato ofrece una información que puede ayudar a medir el conocimiento de la tectónica activa que hay de cada región. En un caso ideal, donde se conocieran todas las estructuras tectónicas activas de una región y pudieran ser modelizadas de forma independiente, la tasa de momento sísmico liberada en la región debería estar asociada completamente a las fallas (100% fallas y 0% zona). Así, en la aplicación realizada, los casos en los que la proporción de tasa de momento sísmico regional asociada a las fallas es mayor que la vinculada a la zona (regiones 35, 37 y 38), se puede concluir que en esas regiones se tiene un conocimiento importante de las fallas activas, puesto que gran parte del potencial sísmico liberado mediante sismos puede relacionarse a dichas fallas. En los casos contrarios, donde el mayor porcentaje de tasa de momento sísmico de la región se asocia a la zona (regiones 30 y 34), se puede decir que hay un claro déficit en el conocimiento de las estructuras tectónicas activas contenidas en su interior.

Los resultados obtenidos con la MCZ, como no cabría esperar de otro modo, muestran una aceleración máxima estimada muy uniforme en el territorio. Esta tendencia homogénea en la distribución espacial de las aceleraciones se debe al empleo de fuentes sísmicas de amplia extensión. Las aceleraciones máximas esperadas se encuentran en las provincias de Granada y Almería y en la Región de Murcia, estando directamente relacionadas con las zonas sismogénicas 35 y 55 (véase Figura 6.3).

Los resultados obtenidos con la MHP, en comparación con los anteriores, reflejan una clara diferencia en la distribución espacial de las aceleraciones máximas esperadas. La modelización

de las fallas como fuentes sísmicas independientes muestra cómo las mayores aceleraciones esperadas se concentran en las proximidades de las fallas, alcanzando valores de aceleración que duplican los anteriores (con la MCZ) en puntos situados en la proyección del plano de falla en superficie y cuyo valor decae rápidamente al alejarnos algunos kilómetros de dichos planos. Este tipo de resultados de peligrosidad, permite tener en cuenta el efecto de proximidad a la fuente. Dicho efecto, ha sido observado en ciertos sismos de los últimos años (L'Aquila (Italia) en 2009, Christchurch (Nueva Zelanda) en 2011 y Lorca (España) en 2011) y es una cuestión clave en la reducción del riesgo sísmico en ciudades situadas muy próximas a las fallas activas.

El efecto de proximidad a la fuente, aun siendo fallas lentas, se ve reflejado en periodos de retorno medios, como el de 475 años (periodo de retorno empleado en estudios de peligrosidad para viviendas convencionales), lo que demuestra que las fallas lentas también deben ser consideradas en estimaciones de peligrosidad de cortos y medios periodos de retorno. Tradicionalmente, se seguía el planteamiento de que las fallas lentas, al tener asociados periodos de recurrencia largos para los sismos grandes, solo quedaban reflejadas en estimaciones de peligrosidad para largos periodos de retorno. Este tipo de suposiciones, está muy ligado a la asignación de modelos de recurrencia tipo terremoto característico a las fallas, donde claramente la relación es directa. Pero en el caso de asignar a las fallas modelos de recurrencia tipo GR, como se plantea la posibilidad de que las fallas rompan en sismos de magnitud moderada, la recurrencia asociada a estos sismos, aunque la falla sea lenta, es lo suficientemente pequeña como para verse reflejada en estimaciones de peligrosidad para periodos de retorno bajos o medios.

No obstante, el efecto de las fallas lentas en peligrosidad, aun usando el modelo de recurrencia tipo GR, queda más acentuado para periodos de retorno grandes. Si se comparan los mapas de peligrosidad para 475 y 4975 años, puede observarse que en el segundo se aprecia la influencia en las aceleraciones de un mayor número de fallas que en el primero.

Finalmente, en el último capítulo 7, se ha desarrollado una aplicación utilizando un modelo de recurrencia con dependencia temporal (BPT) en la falla de Carboneras (segmento (1/2)), considerando que esta puede romper según un modelo de recurrencia de GR y asociando a la falla la tasa de sismicidad obtenida por medio de la metodología híbrida propuesta. Esta aplicación permite mostrar cómo esta metodología híbrida puede ser empleada en modelos donde la distribución de probabilidad de ocurrencia de eventos en función del tiempo no sigue una distribución poissoniana. Las aceleraciones esperadas con estos modelos, reflejan una gran dependencia con el momento del ciclo sísmico en el que se encuentra la falla para las distintas magnitudes consideradas. En consecuencia, la definición de dicho instante, por medio de la identificación del último evento de cada ciclo, resulta de vital importancia para emplear este tipo de metodologías. En el caso concreto analizado en esta tesis, la asignación de sismos de referencia para cada ciclo sísmico se ha hecho a partir del catálogo de proyecto, con todas las limitaciones que ello conlleva, especialmente en los ciclos sísmicos asociados a magnitudes altas.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

ON THE METHDOLOGY

A methodology that allows the combination of active fault and area-sources for the characterization of the seismic source in a probabilistic seismic hazard assessment is developed in this PhD thesis.

The proposed methodology tackles the problem of how to distribute the seismic potential between faults and area sources when hybrid source models are adopted, avoiding some assumptions considered in another methodologies, which essentially are:

- 1) fixing threshold magnitude value that separates the seismicity attributed to the area source and the faults,
- 2) to assume that the seismicity recorded in a region by a seismic catalog contemplates the entire seismic potential of the seismic source contained in the region.

These two problems are accentuated in regions where faults move slowly (low slip rates), because the seismic record of the region does not completely contain the real seismic potential of the faults (especially for big earthquakes and long recurrence periods) and/or regions that present a diffuse seismicity, because in these regions it is frequent the occurrence of significant earthquakes in regions where existing faults were unknown (1995 Becerreá and 2007 Pedro Muñoz earthquakes) due to the long recurrence periods of these events, the absence of surface rupture and of other geophysical data or neotectonic indicators revealing the presence of a blind fault.

The new hybrid (of faults and area-sources) methodology proposed (HMP) in this thesis responds to the need of distributing the seismic potential between faults and area sources in regions containing slow-moving faults and where the maximum expected magnitude values or recurrence periods are difficult to ascertain due to the slow stress accumulation that implies that the observation intervals do not contain complete seismic cycles.

To establish the distribution of seismic potential, or equivalently the seismic moment rate, first it is introduced the concept of seismic region, which is the geographic entity with a characteristic seismic behavior that contains active faults (if they can be parameterized for seismic hazard computations) and an area-source (only one, which limits coincide with the

limits of the region) (Figure 3.1). Then, the seismic potential of the seismic region is the sum of the seismic potential of the area-source plus the seismic potential of the active faults contained in the region. With this premise, the distribution of seismic potential is carried out taking into account these conditions, which are basically oriented to preserve the seismic moment rate of the area and to avoid considering that the seismic potential of faults is completely contemplated in the seismic record. These are:

- The annual seismic rate observed in the region (as derived from the seismic catalog) remains constant through time, independently of the number of sources modelled in its interior.
- The distribution of seismic potential is not done with the entire catalog, but with the part of the catalog that has been recorded in the region completely and with the highest probability, according to the magnitude of the earthquakes and the coverage of seismic stations (distribution in space and time). In other words, only the period in which the seismic catalog can be regarded as complete for each magnitude range is considered in the distribution of seismic potential.
- The seismic potential of the area-source is obtained by subtracting the seismic potential of the fault from the seismic potential of the region, both considered in the period in which the catalog is considered complete only.

To establish the part of the catalog that with higher probability is recorded completely in the region, completeness periods for each magnitude are defined, considering a maximum completeness magnitude (MMC). The MMC value is the maximum contained in the catalog provided that its completeness period $PC(m)$ is included in the observation period of the catalog (POC). Additionally, a minimum magnitude value ($Mmin$), is considered. Below this magnitude value, no seismic potential is contemplated. These two magnitude values define the interval of magnitudes recorded completely ($Mmin, MMC$).

This means that the analysis and the distribution of seismic potential of the region (between the area-source and faults) does not consider the seismic moment related to events of magnitude higher than MMC , despite sources capable of generating earthquakes of larger magnitudes are present in the region. Then, the magnitude interval in which the seismic potential is distributed is ($Mmin, MMC$).

Given these conditions, the seismic moment rate released in the region is calculated from the seismicity recorded in the magnitude interval ($Mmin, MMC$) and the seismic rate accumulated in the faults in that same interval. The seismic moment rate associated to the area source is the difference between the two previous rates.

To estimate the seismic moment rate accumulated in a faults in ($Mmin, MMC$), a recurrence model and a beta-value for the fault are needed. The same assignation must to be done to the area source as well, establishing a relation between the beta-values of faults and of the area of the same region and hereby enabling obtaining one of them by fixing the other one, provided the balance of the model is kept [3.11].

The type of recurrence model assigned to each fault will condition the final distribution of seismic moment rate, because the different recurrence models assign different occurrence probabilities to the events of the same magnitude, and thus, different seismic moment rates in the magnitude interval in which the distribution is done (see Figure 3.15).

Hence, the final source model will depend on the associated recurrence models and on the beta-value used for the adjustment (in the area source or in the faults).

Other parameters having an incidence on the final source model include the input data used and their quality. Faults slip rates and fault plane area will determine the seismic moment rate accumulated in the fault. Similarly, the relation used to estimate the maximum magnitude as a function of the fault plane area will influence the associated seismic moment rate in the magnitude interval in which the distribution is performed.

Regarding the catalog, the magnitude associated to earthquake records, the amount of events their range of observation and the ratio between high and low magnitudes will also affect the recorded seismic moment rate in the area, both in value and dispersion. In this concrete case, this variation is quantified by bootstrapping synthetic catalogs with different characteristics (Section 3.4). A coefficient of variation (*COV*) matrix is composed for the seismic moment rate computations (Table 3.1). *COV* values may exceed unity for low occurrence rates in a wide magnitude range and with *b*-values close to 1.5.

ON THE APPLICATION

A complete seismic hazard assessment study is carried out following the PHM and the classic area-source methodology (ASM). The goal is two-fold: to implement the PHM and to compare the results of the two methodologies. In this way it can be seen how the inclusion of faults affect probabilistic seismic hazard estimates for different return periods, in opposition to the source modelling based on area-sources solely. Results of this comparison will shed light for the quantification of the so-called source-effect in the vicinity of the fault.

The geographic area chosen for the application of the PHM is southern Spain, where active faults are slow (slip rates lower than 1mm/yr) but where the historic seismic record contains catastrophic events reaching macroseismic intensities of X

This area represents a great plate contact zone where seismicity is diffuse and the seismotectonic setting is complex. The limited knowledge on tectonic structures capable of generating earthquakes makes it difficult to develop a hazard study considering fault sources exclusively. However, recent developments on active tectonics provide results that allow modeling a set of significant faults, which must be included in a hazard study. For these reasons, the PHM is appropriate to estimate seismic hazard in southern Spain, combining

independent active faults (those that are well studied) and area sources that cover the lack of knowledge in the rest of active tectonic structures.

In the composition of the project catalog, an uncertainty to earthquake size is given considering the type of parameter and the date of the event. This allows reflecting in the homogenized catalog the magnitude uncertainty. This issue is important in this application due to the heterogeneity in the size parameter definitions contained in the original catalog (Section 4.3.1.3). The magnitude uncertainty is also taken into account in the declustering process of the catalog and in the final estimate of the seismic parameters (*b*-value and occurrence rates). In the ASM application this task is carried out implementing a Montecarlo simulation process (Section 5.2.1), whereas in the PHM it is done assuming a triangular distribution for the magnitude in order to obtain the regional seismic moment rate (Section 5.1.3).

In the specific case of PHM, the completeness analysis of the catalog is a key phase to identify the interval of recorded magnitudes a completely, fixing the limit values in 4.0 and 5.9. For magnitudes equal or higher than 6.0, the completeness analysis shows that there are insufficient data to ensure that those magnitudes have been recorded completely within the period of observation of the catalog (Figure 4.9).

The upper limit of the interval of recorded magnitudes completely recorded varies from region to region, according to the maximum value recorded in each region. In three of the eleven regions considered, the recorded maximum magnitude was below the MMC. These are regions 29 and 33, with $M_{max}=5.4$, and region 30, with $M_{max}=4.6$.

Region 30 contains three faults modelled independently (Lietor, Pozohondo y Socovos) with maximum magnitudes much higher than the respective MMC values (M_w 6.9, 6.6 and 7.1 respectively). This implies that the seismic potential of these faults is modeled with a narrow proportion of the seismic rates (Table 5.4 and Annex 4), hereby yielding hazard results with less robustness than the rest of the fault sources. The same conclusion is achieved as the moment rate COV value cannot be obtained for these sources due to the reduced statistic sample. In fact, the Lietor fault displays large hazard differences with the two methodologies used (more detail in section 6.5.2).

In the rest of the regions, recorded maximum magnitudes were higher than MMC, but in all cases not exceeding the value 6.5, this is, with a magnitude maximum of 0.6 magnitude units above MMC.

Regarding maximum magnitudes expected in fault sources, these clearly exceed MMC values. Thus, the recurrence models associated to these faults in the period where magnitudes are recorded completely have been extrapolated to the maximum magnitude values. This shows that the maximum magnitudes expected in the study area due to the modeled faults are not totally reflected in the seismic catalog in the largest part of the cases (about 56%), exceeding the maximum recorded magnitude (6.5). In this respect, the correlation between the area of the fault plane and the maximum expected magnitude of the fault plays an important role. The formula used in this thesis (Stirling, 2002), could be substituted by another one giving different hazard results (see Stirling *et al.*, 2013).

Results concerning the proportion of regional seismic moment rate that goes to the faults and to the area sources for each region (Table 5.15), provide information to measure the actual tectonic knowledge of a region. In the ideal case in which all tectonic structures of a region are known and can be modeled independently, the seismic moment rate released in the region should be totally related to fault sources (100% to the faults, 0% to the area source). In the application in southern Spain, regions 35, 37 and 38 represent cases where the seismic moment rate related to faults is larger than the rate linked to the area source. It is concluded that an important knowledge of active faults in these regions exist. Regions 30 and 34 represent the opposite case, showing a clear deficit of information regarding active faults.

The expected acceleration maps obtained with the ASM method show a smooth variation of predicted accelerations across the study area, as could be expected. This homogeneous spatial distribution is due to the use of areas with a big extent. Maximum expected accelerations are found in the provinces of Granada, Almeria and Murcia, clearly related to sources 35 and 55 (Figure 6.3).

Results achieved with the HPM reflect a different pattern in the distribution of expected accelerations, showing a concentration of maximum expected values in the surroundings of active faults, reaching values that double the values obtained with the ASM in the surface projections of fault planes and decrease rapidly within a few kilometers. This kind of results allows the incorporation of a source effect in seismic hazard, as observed in several events (2009 L'Aquila, 2011 Christchurch, 2011 Lorca) and it is a crucial question for risk mitigation in cities located in the very closely to active faults.

The effect of proximity to the fault it is observed even for slow fault and for medium return periods (such as the 475-year return period used in design of normal-importance structures), which demonstrates that slow moving faults should be also considered in seismic hazard assessment for short and medium return periods. This is in contrast with assumptions traditionally followed stating that slow faults, as they are associated to long recurrence periods, had only an impact on hazard estimates for long return periods. Such considerations are related to the use of the characteristic earthquake model to represent the fault recurrence, where that relation is clear. However, when a GR-type model is assigned to fault sources, as the possibility to the occurrence of medium magnitude is open, the recurrence of these events gets more importance in hazard results (for low and medium return periods). This effect is more notable for long return periods (475 through 4975 years). In this case, also for slow moving faults which recurrence model is GR-type, the 4975-year map shows the effect of more fault sources than the 475-year map.

Finally, a BTP model is implemented to include the temporal dependence on the recurrence model of a fault, the Carboneras fault segment (1/2) (Chapter 7). Here it is considered that the fault may rupture according to a GR-type recurrence model and associating to the fault a seismicity rate deduced by applying the PHM. This application allows showing that the PHM can be used for models in which the time probability of earthquake occurrence does not follow a poissonian distribution. The expected accelerations with these models reflect a great dependence with the instant within the seismic cycle (for different magnitudes) in which the

fault is modeled. Consequently, the definition of this instant (subtracting the occurrence year of last event of a given magnitude from its recurrence period) is of primary importance to use this type of methods. In this thesis, the assignation of reference years for each seismic cycle was deduced from the seismic catalog, which contains strong imitations, especially for seismic cycles associated to high magnitude values.

REFERENCIAS

- Abadías N.L., González A., Gómez J.B. and Pacheco A.F. (2006).** Nuevo modelo de renovación para la recurrencia de terremotos en una falla. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*. 61: 121-134.
- Abrahamson N.A. and Silva W.J. (2008).** Chiou–Youngs PEER-NGA empirical ground motion model for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters. *PEER Report Draft v2, Pacific Earthquake Engineering Research Center, Berkeley, CA*.
- Abrahamson N.A., Silva W.J. and Kamai R. (2013).** Update of the AS08 Ground-Motion Prediction Equations Based on the NGA-West2 Data Set. *PEER 2013/04*
- Aki K. (1965).** Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*. 43: 237–239.
- Akkar S. and Boomer 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: 195–206.
- Al Atik L. and Abrahamson N. (2010).** Nonlinear site response effects on the standard deviations of predicted ground motions, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 82: 505–515.
- Ambraseys N.N., Douglas J., Sarma S.K. and Smit P.M. (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: 1–53.
- Ambraseys N.N., Simpson K.A. and Bommer J.J. (1996).** Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe. *Earthquake Engineering Structural Dynamics*. 25: 371–400.
- Ancheta T.D., Darragh R., Stewart J.P., Seyhan E., Silva W.J., Chiou B.S.J., Wooddell K.E., Graves R.W., Kotke A.R., Boore D.M., Kashida T. and Donahue J.L. (2013).** PEER NGA-West2 database, *Report PEER 2013/03, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA*.
- Anderson J. (1979).** Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 69: 135–158.
- Anderson J.G. and Luco J.E. (1983).** Consequences of slip rate constants on earthquake occurrence relations. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 73: 471–496.
- Atkinson G.M. and Boore D.M. (2011).** Modifications to Existing Ground-Motion Prediction Equations in Light of New Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 101: 1121–1135.
- Azzaro R., D'Amico S., Rotondi R., Tuvè T. and Zonno G. (2012).** Forecasting seismic scenarios on Etna volcano (Italy) through probabilistic intensity attenuation models: A Bayesian approach. *Journal of volcanology and geothermal research*.
- Bakun W.H. and Wentworth C.M. (1997).** Estimating Earthquake Location and Magnitude from Seismic Intensity Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 87: 1502–1521.
- Bakun W.H., Aagaard B., Dost B., Ellsworth W.L., Hardebeck J.L., Harris R.A., Ji C., Johnston M.J.S., Langbein J., Lienkaemper J.J., Michael A.J., Murray J.R., Nadeau R.M., Reasenberg P.A., Reichle M.S., Roeloffs E.A., Shakal A., Simpson R.W. and Waldhauser F. (2005).** Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake. *Nature*. 437. 969–974.
- Bâth M. (1978).** A note on recurrence relations for earthquakes. *Tectonophysics*. 51: T23–T30.
- Batló J., Stich D., Macia R. and Morales J. (2010).** Moment Tensor Inversion for the 5 July 1930 Montilla Earthquake (Southern Spain). *Seismological Research Letters*. 81: 724–731.
- Batló J., Stich D., Palombo B., Macias R. and Morales J. (2008).** The 1951 Mw 5.2 and Mw 5.3 Jaén, Southern Spain, Earthquake Doublet Revisited. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 98: 1535–1545.

- Baturay M.B. and Stewart J.P. (2003).** Uncertainty and bias in ground-motion estimates from ground response analyses. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93: 2025–42.
- Bazzurro P. and Cornell C.A. (2004a).** Nonlinear soil-site effects in probabilistic seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 94: 2110–23.
- Bazzurro P. and Cornell C.A. (2004b).** Ground motion amplification in nonlinear soil sites with uncertain properties. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 94: 2090–2109.
- Bazzurro P. and Cornell C.A. (2005).** Erratum to Ground motion amplification in nonlinear soil sites with uncertain properties. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95: 2027
- Bender B. (1983).** Maximum likelihood estimation of b-values for magnitude grouped data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 53: 831–852.
- Berge-Thierry C., Cotton F., Scotti O., Griot-Pommerehne D.A. and Fukushima Y. (2003).** New Empirical Response Spectral Attenuation Laws for Moderate European Earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*. 7(2): 193–222.
- Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. and Paolucci, R. (2011).** Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database. *Bulletin of Earthquake Engineering*. 9(6): 1899–1920.
- Boore D.M. and Atkinson G.M. (2008).** Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods Between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*. 24: 99–138.
- Boore D.M., Joyner W.B. and Fumal T.E. (1994).** Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes. *An interim report, part 2, U.S. Geological Survey, USGS Open-File Report*. 94-127.
- Boore D.M., Joyner W.B. and Fumal T.E. (1997).** Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work. *Seismological Research Letters*. 68: 128–53.
- Boore D.M., Stewart J.P., Seyhan E. and Atkinson G.M. (2013).** NGA-West2 Equations for Predicting Response Spectral Accelerations for Shallow Crustal Earthquakes. *PEER 2013/05*
- Borcherdt R.D. (1994).** Estimates of site-dependent response spectra for design (Methodology and Justification). *Earthquake Spectra*. 10: 617–653.
- Brune J.N. (1968).** Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. *Journal of Geophysical Research*. 73: 777–784.
- BSSC (2009).** NEHRP recommended seismic provisions for new buildings and other structures (FEMA P-750), 2009 edition, Report prepared for the Federal Emergency Management Agency (FEMA). Washington, D.C.: Building Seismic Safety Council, National Institute of Building Sciences.
- Bufo E. and Udías A. (2003).** Mecanismos focales de terremotos en España. *Física de la Tierra*. 15: 211–227.
- Bufo E., Pro C., Cesca S., Udías A. and Del Fresno C. (2011).** The 2010 Granada, Spain, Deep Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 101(5): 2418–2430.
- Bungum H. (2007).** Numerical modelling of fault activities. *Computers and Geosciences*. 33(6): 808–820.
- Cabañas L., Benito B., Cabañas C., López M., Gómez P., Jiménez M.E. and Álvarez S. (1999).** Banco de Datos de Movimiento Fuerte del Suelo MFS. Aplicaciones. *Física de la Tierra*. 11: 111–137.
- Campbell K.W. (1981).** Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 71: 2039–70.
- Campbell K.W. (2004).** Engineering models of strong ground motion. In: *Earthquake Engineering Handbook*, Ed: Chen, W.F., Scawthor. 5: 1–76.
- Campbell K.W. (2008).** Hybrid empirical ground motion model for PGA and 5% damped linear elastic response spectra from shallow crustal earthquakes in stable continental regions: Example for eastern North America. *Proceedings, 14th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. S03-001, Beijing, China*.
- Campbell K.W. (2011).** Ground motion simulation using the hybrid empirical method: Issues and insights, In: *Earthquake Data in Engineering Seismology*, Akkar, S., Gülkan, P., van Eck, T. (eds.), Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering. 14: 81–95
- Campbell K.W. and Bozorgnia Y. (2006).** Next Generation Attenuation (NGA) empirical ground motion models: can they be used in Europe? In: *Proceedings of the first European conference on earthquake engineering and seismology, Paper No. 458*
- Campbell K.W. and 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 and 10s. *Earthquake Spectra*. 24: 139–71.
- Campbell K.W. and Bozorgnia Y. (2013).** NGA-West2 Campbell-Bozorgnia Ground Motion Model for the Horizontal Components of PGA, PGV, and 5%-Damped Elastic Pseudo-Acceleration Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s. *PEER 2013/06*

- Centre for Research on the Epidemiology of Disasters. (2010).** Annual Statistical Review: Numbers and Trends 2009.
- Chhikara R.S. and Folks J.L. (1977).** The inverse Gaussian as a lifetime model, *Technometrics*. 19: 461–468.
- Chinnery M.A. and North R.G. (1975).** The frequency of very large earthquakes. *Science*. 190: 1197–1198.
- Chiou B. and Youngs R.R. (2008).** Chiou–Youngs PEER-NGA empirical ground motion model for the average horizontal component of peak acceleration and pseudo-spectral acceleration for spectral periods of 0.01 to 10 seconds. *PEER Report Draft, Pacific Earthquake Engineering Research Center, Berkeley, CA*
- Chiou B.S.J. and Youngs R.R. (2013).** Update of the Chiou and Youngs NGA Ground Motion Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *PEER 2013/07*
- Chiou B.S.J., Youngs R.R., Abrahamson N.A. and Addo K. (2010).** Ground-motion attenuation model for small-to-moderate shallow crustal earthquakes in California and its implications on regionalization of ground-motion prediction models. *Earthquake Spectra*. 26: 907 – 926.
- Choi Y. and Stewart J.P. (2005).** Nonlinear site amplification as function of 30 m shear wave velocity. *Earthquake Spectra*. 21: 1–30.
- Cornell C.A. (1968).** Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 58: 1583-1606.
- Cosentino P., Ficarra V. and Luzio D. (1977).** Truncated Exponential Frequency Magnitude Relationship in Earthquake Statistics. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 67: 1615-1623
- Crespo M.J. (2011).** Análisis de la peligrosidad sísmica en la Península Ibérica con un método basado en estimadores de densidad Kernel. *Tesis doctoral. E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos (UPM)*.
- Day S.M., Graves R., Bielak J., Dreger D., Larsen S., Olsen K.B., Pitarka A. and Ramirez-Guzman L. (2008).** Model for basin effects on long-period response spectra in southern California. *Earthquake Spectra*. 24: 257-277.
- de Normalisation C. E. (1998).** Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance—Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. *EN 1: 2004*.
- Donahue J. and Abrahamson N.A. (2013).** Hanging-wall scaling using finite-fault simulations. *Report PEER 2013/14, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA*.
- Dreger D. and Helmberger D. (1993).** Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research*. 98: 8107-8125
- Frankel A. (1995).** Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States. *Seismological Research Letters*. 66: 8-21.
- Frankel A.D., Mueller C., Barnhard T., Perkins D., Leyendecker E., Dickman N., Hanson S. and Hopper M. (1996).** National seismic-hazard maps: documentation June 1996. *US Geological Survey*. 96-532.
- Fukao Y. (1973).** Thrust faulting at a lithospheric plate boundary the Portugal earthquake of 1969. *Earth and Planetary Science Letters*. 18-2: 205-216.
- García-Mayordomo J. (2005).** Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*
- García-Mayordomo J. and Giner-Robles J.L. (2006).** Definición de zonas sismogénicas en base al gradiente geotérmico, resistencia y profundidad del límite frágil-dúctil en la corteza superior. Aplicación metodológica para el cálculo de la peligrosidad sísmica en el Sureste de España. *Geogaceta*. 39: 55-58.
- García-Mayordomo J., Insua-Arévalo J., Martínez-Díaz J., Perea H., Álvarez-Gómez J.A., Martín-González F., González A., Lafuente P., Pérez-López R., Rodríguez-Pascua M.A., Giner-Robles J., Azañón J.M., Masana E. and Moreno X. (2010).** Modelo integral de zonas sismogénicas de España. *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, Sigüenza, España*.
- García-Mayordomo J., Insua-Arévalo J.M., Martínez-Díaz J.J., Jiménez-Díaz A., Martín-Banda R., Martín-Alfageme S., Álvarez-Gómez J.A., Rodríguez-Peces M., Pérez-López R., Rodríguez-Pascua M.A., Masana E., Perea H., Martín-González F., Giner-Robles J., Nemser E.S., Cabral J. and the QAFI Compilers. (2012a).** La Base de Datos de Fallas Activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 285-302.
- García-Mayordomo J., Martínez-Díaz J.J., Capote R., Martín-Banda R., Insua-Arévalo J.M., Álvarez-Gómez J.A., Perea H., González A., Lafuente P., Martín-González F., Pérez-López R., Rodríguez-Pascua M.A., Giner-Robles J., Azañón J.M., Masana E., Moreno X., Benito B., Rivas A., Gaspar-Escribano J.G., Cabañas L., Vilanova S., Fonseca J., Nemser E. and Baize S. (2012b).** Modelo de Zonas Sismogénicas para el Cálculo de la Peligrosidad Sísmica en España. *7ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Donostia 2012*.
- Gardner J.K. and Knopoff L. (1974).** Is the Sequence of Earthquakes in Southern California, with

Aftershocks Removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 64: 1363-1367.

Giardini D., Grünthal G., Shedlock K. and Zhang P. (2003). The GSHAP Global Seismic Hazard Map. Ed: W. Lee, H. Kanamori, P. Jennings. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, IASPEI*.

Grant L.B. (1996). Uncharacteristic earthquakes on the San Andreas Fault. *Science*. 272: 826-827.

Grupo de Trabajo IGN-UPM (2013). Actualización de Mapas de Peligrosidad Sísmica de España 2012. Editorial Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid. ISBN: 978-84-416-2685-0

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

Hagiwara Y. (1974). Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain. *Tectonophysics*. 23: 313-318.

Hamdache M., Peláez J.A., Talbi A. and López-Casado C. (2010). A Unified catalog of Main Earthquakes for Northern Algeria from A.D. 856 to 2008. *Seismological Research Letters*. 81: 732-739.

Hanks T.C. and Kanamori H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*. 84: 23480-23500.

Harbi A., Meghraoui M. and Maouche S. (2010). The Djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 August 1856 (IO VIII, IX) and related tsunami effects Revisited. *Journal of Seismology*. 15: 105-129

Havskov J. and Ottemöller L. (1999). Seisan earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*. 70: 532-534.

Idriss I.M. (2008). An NGA Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, *Earthquake Spectra*. 24: 217-242.

Idriss I.M. (2013). NGA-West2 Model for Estimating Average Horizontal Values of Pseudo-Absolute Spectral Accelerations Generated by Crustal Earthquakes. *PEER 2013/08*

IGN (1980). El terremoto de Andalucía de 25 de diciembre de 1884 (1980). *Monografía IGN*. www.ign.es/ign/resources/sismologia/publicaciones/Andalucia1884.pdf

IPEEE (1993). IPEEE seismic hazard study for Spanish nuclear power plants. Part I-Generic study, SMT/93/001R, *Westinghouse Energy Systems Europe, EQE Engineering Inc., Geomatrix Consultants Inc.*

ISO/IEC 98:1993. Guide to the expression of uncertainty in measurement (GUM).

Isobe T., Feigelson E.D., Akritas M.G. and Babu G.J. (1990). Linear Regression in Astronomy I. *The Astrophysical Journal*. 364: 104-113.

Jambunathan M.V. (1954). Some properties of beta and gamma distributions. *The annals of mathematical statistics*. 25(2): 401-405.

Johnston A.C. (1996c). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-III New Madrid 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophysical Journal International*. 126: 314-344.

Kaklamanos J., Baise L.G. and Boore D.M. (2011). Estimating unknown input parameters when implementing the NGA ground-motion prediction equations in engineering practice. *Earthquake Spectra*. 27: 1219-35.

López C. (2008). Nuevas Fórmulas de Magnitud para la Península Ibérica y su entorno. *Trabajo de Máster. Universidad Complutense de Madrid*.

López-Arroyo A. and Udías A. (1972). Aftershock Sequence and Focal Parameters of February 28, 1969 Earthquake of the Azores-Gibraltar Fracture Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 63: 699-720.

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

López-Casado C., Sanz de Galdeano C., Delgado J. and Peinado M.A. (1995). The Parameter b in the Betic Cordillera, the Rif and Neighbouring Areas. Its Relations with the Tectonics of the Region. *Tectonophysics*, 248: 277-292.

Main I.G. and Burton P.W. (1981). Rates of crustal deformation inferred from seismic moment and Gumbel's third distribution of extreme magnitude values. In: *Beavers, J.E. (Ed.), Earthquakes and Earthquake Engineering: The Eastern United States, London*. 2: 937-951.

Martínez-Solares J.M. (2003). Sismicidad histórica de la Península Ibérica. *Física de la Tierra*. 15: 13-28.

Martínez-Solares J.M. and Mezcua J. (2002). Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (800 a.C.-1900). *Monografía No. 18. Instituto Geográfico Nacional*.

Martín-Martín A.J. (1983). Riesgo sísmico en la Península Ibérica. *Tesis Doctoral, Instituto Geográfico Nacional, Madrid*.

Matthews M.V., Ellsworth W.L. and Reasenberg P.A. (2002). A Brownian model for recurrent earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92(6): 2233-2250.

Mezcua J. and Martínez-Solares J.M. (1983). Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. *Publicación 203. Instituto Geográfico Nacional. Madrid*.

- Mezcua J., García-Blanco R.M. and Rueda J.J. (2008).** On the Strong Ground Motion Attenuation in Spain, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 98: 1343–1353.
- Mezcua J., Rueda J. and García-Blanco R.M. (2004).** Reevaluation of historic earthquakes in Spain. *Seismological Research Letters*. 75: 75–81.
- Molina S. (1998).** Sismotectónica y peligrosidad sísmica del área de contacto entre Iberia y África. *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*.
- Muñoz D. (1983).** Estudio del riesgo sísmico en el sur y sureste de la Península Ibérica. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*.
- Nishenko S. and Buland R. (1987).** A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 77:1382–1389.
- Norma de Construcción Sismorresistente: Puentes (NCSP-07) (2007).** Real Decreto 637/2007, de 18 de mayo, por el que se aprueba la Norma de Construcción Sismorresistente: puentes. *Boletín Oficial del Estado* 132: 24044- 24133.
- Norma de la Construcción Sismorresistente Española (NCSE-02) (2002).** Real Decreto 997/2002, de 27 de Septiembre, por el que se aprueba la norma de construcción sismorresistente: parte general y edificación. *Boletín Oficial del Estado*: 244: 35898-35967.
- Norma de la Construcción Sismorresistente Española (NCSE-94) (1994).** Real Decreto 2543/1994, de 27 de diciembre, por el que se aprueba la norma de construcción sismorresistente: parte general y edificación. *Boletín Oficial del Estado*, 33: 3935-3980.
- Olivera C., Redondo E., Lambert J., Riera A. and Roca A. (2006).** Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya. *Barcelona-ICC 2006. ISBN 84-393-6961-1*.
- Ordaz M., Martinelli F., D'Amico V. and Meletti C. (2013).** CRISIS2008: A Flexible Tool to Perform Probabilistic Seismic Hazard Assessment. *Seismological Research Letters*, 84-3: 495-504.
- Pace B., Boncio P., Brozzetti F., Lavecchia G. and Visini F. (2008).** From regional seismic hazard to “scenario earthquakes” for seismic microzoning: A new methodological tool for the Celano Project. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 28: 866–874
- Papageorgiou A.S. and Aki K. (1983).** A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 73: 693–722.
- Parsons T. (2008).** Monte Carlo method for determining earthquake recurrence parameters from short paleoseismic catalogs: Example calculations for California. *Journal of Geophysical Research*. 113:B03302
- Patel G.N., Preziosi A.F. and Baughman R.H. (1976).** U.S. Patent No. 3,999,946. *Washington, DC: U.S. Patent and Trademark Office*.
- Peláez J.A. (2000).** Agregación y desagregación de aceleraciones esperadas en la Península Ibérica utilizando sismicidad de fondo. *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*.
- Peláez J.A., Chourak M., Tadili B.A., Aït Brahim L., Hamdache M., López-Casado C. and Martínez-Solares J.M. (2007).** A Catalog of Main Moroccan Earthquakes from 1045 to 2005. *Seismological Research Letters*. 78: 614–621.
- Pondrelli S., Ekstrom G., Morelli A. and Primerano S. (1999).** Study of the source geometry for tsunamigenic events of the Euromediterranean area. *In international Conference on Tsunamis*. 297–307.
- Power M., Chiou B., Abrahamson N., Bozorgnia Y., Shantz T. and Roblee T. (2008).** An Overview of the NGA Project. *Earthquake Spectra*. 24-1: 3-21
- Reasenber P. (1985).** Second Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research*. 90: 5479-5495.
- Reid H.F. (1910).** The mechanics of the earthquake. *En: The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Comission, Carnegie Institution (Washington, USA)*. 2: 1–192.
- Rueda J. and Mezcua J. (2005).** Near-real-time Seismic Moment-Tensor Determination in Spain. *Seismological Research Letters*. 76: 455-465.
- Ruiz S., Cantero A., Rivas-Medina A., Gaspar-Escribano J.M. and Benito B. (2012).** Desarrollo de un modelo de movimiento fuerte utilizando datos acelerométricos españoles y contraste de otros modelos mediante análisis estadístico de residuos con datos locales. *7ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Donostia 2012*.
- Sabetta F. and Pugliese A. (1996).** Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 86: 337-352.
- Sanz de Galdeano C. and López-Casado C. (1988).** Fuentes Sísmicas en el Ámbito Bético-Rifeño. *Revista de Geofísica*. 44: 175-198.
- Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P. and Gasperini P. (2007).** Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*. 169: 1180–1299.
- Sha Y. and Bolt B.A. (1980).** The standard error of the magnitud-frequency b value. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 72: 1677-1687.

- Silva W.J. (2005).** Site response simulations for the NGA project, Pacific Engineering and Analysis, El Cerrito, CA. *Report prepared for the Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA.*
- Silva W.J., Darragh R.B., Gregor N., Martin N., Abrahamson N.A. and Kircher C. (2000).** Reassessment of site coefficients and near-fault factors for building code provisions. *Final report to U.S. Geological Survey, Award No. 98HQGR1010, Pacific Engineering and Analysis, El Cerrito, CA.*
- Silva W.J., Li S., Darragh R.B. and Gregor N. (1999).** Surface geology based strong motion amplification factors for the San Francisco Bay and Los Angeles Areas, Pacific Engineering and Analysis, El Cerrito, CA, *Report prepared for the Pacific Earthquake Engineering Research Center, Task 5B, University of California, Berkeley, CA.*
- Spudich P., Bayless J., Rowshandel B., Baker J.W., Shahi S., Chou B.S.J. and Somerville P. (2013).** Final report of the NGA-West2 directivity working group. *Report PEER 2013/09, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA.*
- Srivastava S.P., Roest W.R., Kovacs L.C., Oakey G., Levesque S., Verhoef J. and Macnab R. (1990).** Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*. 184 (3–4): 229–260.
- Stafford P.J., Strasser F.O. and Bommer J.J. (2008).** An Evaluation of the Applicability of the NGA Models to Ground-Motion Prediction in the Euro-Mediterranean Region. *Bulletin of Earthquake Engineering*. 6: 144–177.
- Stepp J.C. (1972).** Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effects on statistical estimates of earthquake hazard. *Proceedings of First Int. Conference on Microzonation*. 2: 897–910.
- Stewart J.P., Liu A.H. and Choi Y. (2003).** Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93: 332–52.
- Stich D., Ammon C.J. and Morales J. (2003).** Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*. 108: 1978–2012
- Stich D., Batlló J., Macià R., Teves-Costa P. and Morales J. (2005).** Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. *Geophysical Journal International*. 162: 850–858.
- Stich D., Martín R. and Morales J. (2010).** Moment tensor inversión for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*. 483: 390–398.
- Stirling M.W., McVerry G.H. and Berryman K.R. (2002).** A new seismic hazard model of New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92: 1878–1903.
- Stirling, M. W., M. C. Gerstenberger, N. J. Litchfield, G. H. McVerry, W. D. Smith, J. Pettinga, and P. Barnes (2008).** Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand: New earthquake source model and methodology. *Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering*. 41: 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.
- Susagna M.T. and Goula X. (1999).** *Atles Sismic de Catalunya. Vol1. ICC. Generalitat de Catalunya. ISBN:84-393-5035-X.*
- Swan III F.H., Schwartz D.P. and Cluff L.S. (1980).** Recurrence of moderate-to-large magnitude earthquakes produced by surface faulting on the Wasatch fault zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 70: 1431–1462.
- Tapia M.M. (2006).** Desarrollo y aplicación de métodos avanzados para la caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional y local. *Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya.*
- Toda S., Stein R.S., Reasenber P.A., Dieterich J.H. and Yoshida A. (1998).** Stress transferred by the 1995 Mw. 6.9 Kobe, Japan shock: effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *Journal of Geophysical Research*. 103: 24,543–24,565.
- U.S. Nuclear Regulatory Commission (1997).** Department Of Energy- Electric Power Research Institute (NRC-DOE-EPRI), “Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts”. *NUREG/CR-6372,1 and 2.*
- Udías A. and López-Arroyo A. (1970).** Body and Surface Wave Study of Source Parameters of the March 15, 1964 Spanish Earthquake. *Tectonophysics*. 9: 323–346.
- Vázquez-Prada M., González A., Gómez J.B. and Pacheco A.F. (2002).** A minimalist model of characteristic earthquakes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 9 (5–6): 513–519.

Vázquez-Prada M., González A., Gómez J.B. and Pacheco A.F. (2003). Forecasting characteristic earthquakes in a minimalist model. *Nonlinear Processes in Geophysics*. 10(3): 565–571.

Veith K.F. and Clawson G.E. (1972). Magnitude from short period P-wave data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 62: 435-452.

Vere-Jones D. (1992). Statistical methods for the description and display of earthquake catalogs. In: *Statistics in the Environmental and Earth Sciences*, Arnold Publishers. 220-246.

Walling M., Silva W.J. and Abrahamson N.A. (2008). Non-linear site amplification factors for constraining the NGA models. *Earthquake Spectra*. 24: 243–55.

Weichert D.H. (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 70: 1337-1346.

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

Wesnousky S.G., Scholz C.H., Shimazaki K. and Matsuda T. (1983). Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *Journal of Geophysical Research*. 88: 9331-9340.

Woo G. (1996). Kernel Estimation Methods for Seismic Hazard Area Source Modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 86-2: 353-362.

Wooddell K.E. and Abrahamson N.A. (2012). New earthquake classification scheme for mainshocks and aftershocks in the NGA-West2 ground motion prediction equations (GMPEs), *Proceedings, 15th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 3872, Lisbon, Portugal*.

Working Group on California Earthquake Probabilities (2003). Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay Region: 2002–2031. *United States Geological Survey Open-File Report 03-214 (Menlo Park, California, USA)*.

Zöller G., Hainzl S. and Holschneider M. (2008). Recurrent large earthquakes in a fault region: what can be inferred from small and intermediate events? *Bulletin of the Seismological Society of America*. 98: 2641–2651

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.1. Factores que intervienen en el movimiento.</i>	<i>5</i>
<i>Figura 1.2. Esquema del método probabilista de estimación de la peligrosidad</i>	<i>11</i>
<i>Figura 2.1. Recta de GR modificada y truncada. Tasa acumulada de sismos en función de la magnitud.....</i>	<i>19</i>
<i>Figura 2.2. Geometría y parámetros de la falla.</i>	<i>24</i>
<i>Figura 2.3. Esquema de la geometría de la falla y los parámetros necesarios para obtener el plano de ruptura.</i>	<i>25</i>
<i>Figura 2.4. Gráfica que ilustra el momento sísmico acumulado y liberado de una falla en el tiempo, según el modelo de terremoto característico.</i>	<i>26</i>
<i>Figura 2.5. Esquema de la distribución de tasas acumuladas en zona y falla según el modelo de Frankel et al. (1996)</i>	<i>30</i>
<i>Figura 2.6. Esquema del procedimiento seguido con los programas de Bungum (2007).....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 2.7. Esquema de la distribución de tasas acumuladas en zona y falla según del modelo en el que se basa el programa moment-rate de Bungum (2007).</i>	<i>32</i>
<i>Figura 3.1. Esquema de la descomposición del potencial sísmico de una región en diferentes fuentes.</i>	<i>38</i>
<i>Figura 3.2. Esquema de un análisis de completitud, donde se observa cuáles son los rangos de magnitud que han sido registrados completamente. AR(m)=Año de Referencia (para un rango de magnitud); AOC = Año origen del catálogo, POC = Periodo de observación del catálogo, PC(m) = Periodo de Completitud (para un rango de magnitud)</i>	<i>40</i>
<i>Figura 3.3. Esquema el que se muestra el reparto de potencial sísmico de una región compuesta por una zona y dos fallas capaces de generar sismos de magnitud máxima diferentes (Mmax1 y Mmax2). (Izq.) Potencial sísmico total teórico en la región, distinguiendo las fallas de la zona. (Dcha.) Potencial sísmico registrado de forma completa en la región (gris oscuro), que como puede verse en la figura, no comprende el potencial sísmico real (gris claro).....</i>	<i>41</i>
<i>Figura 3.4. Reparto del potencial sísmico de la falla en función de la magnitud.</i>	<i>42</i>
<i>Figura 3.5. Tasa acumulada de sismos (arriba) y tasa de momento sísmico (abajo) por magnitud asociada a distintos modelos de recurrencia. En el ejemplo se considera una falla con Mmax=8.0 y tasa de deslizamiento de 2 mm/año. Los modelos representados son: GR-modificada, GR-truncada y el modelo propuesto por Main y Burton (1981) (MB81).</i>	<i>43</i>
<i>Figura 3.6. Ejemplo de la Influencia del valor de b en la distribución de tasas de momento sísmico en función de la magnitud en el modleo de recurrencia. El modelo de recurrencia usado en las gráficas es GR-modificado.....</i>	<i>47</i>
<i>Figura 3.7. Funciones de densidad de probabilidad de las tres variables de peligrosidad: magnitud, distancia y épsilon.....</i>	<i>53</i>
<i>Figura 4.1. Mapa de región de estudio, cordillera Bética, con la batimetría, el límite entre placas (USGS) y las fallas activas (QAFI).....</i>	<i>63</i>
<i>Figura 4.2. Terremotos con intensidad mayor o igual de VIII catalogados en la zona de estudio, según IGN (www.ign.es).....</i>	<i>65</i>
<i>Figura 4.3. Terremotos registrados instrumentalmente con una magnitud Mw mayor o igual a 4.5, según el catálogo de proyecto elaborado para este estudio.</i>	<i>65</i>

Figura 4.4. Gráfica con la función de distribución triangular aplicada en el estudio para contemplar la incertidumbre de la magnitud.....	69
Figura 4.5. Correlaciones entre escalas de tamaño: a) correlación entre $l_o - M_w$, b) $M_{blg}(MMS) - M_w$, c) $m_b(VC) - M_w$, d) $M_{blg}(L) - M_w$	70
Figura 4.6. Ventanas espacio-temporales aplicadas en el estudio.....	73
Figura 4.7. Número de réplicas identificadas en función de la magnitud M_w del correspondiente sismo principal en el catálogo del proyecto.....	74
Figura 4.8. Años de referencia $AR(m)$ considerados para las zonas de estudio y en diferentes intervalos de magnitud.....	75
Figura 4.9. Gráfica con el número acumulado de sismos, por rangos de magnitud, en el tiempo.....	75
Figura 4.10. Esquema temporal de los periodos de completitud en los rangos de magnitud de 0.5 grados.....	76
Figura 4.11. Catálogo sísmico del proyecto.....	76
Figura 4.12. Distribución de sismos del catálogo del proyecto por magnitud.....	77
Figura 4.13. Mapa con la localización de las trazas de fallas. En rojo las fallas seleccionadas para su uso en esta aplicación.....	83
Figura 4.14. Vista 3D de la localización y geometría de las fallas en la zona de estudio que se incluyen en el cálculo de la peligrosidad como unidades independientes.....	84
Figura 4.15. Vista 3D con las tasas de deslizamiento anual (mm/año) de las fallas y segmentos de fallas incluidas en el cálculo. Se han nombrado algunas de las fallas más significativas y que han sido citadas anteriormente.....	88
Figura 4.16. Zonificaciones sísmicas propuestas por: a) Muñoz (1983), b) López-Casado et al. (1995), c) García-Mayordomo (2005).....	90
Figura 4.17 Zonificaciones sísmicas propuestas por: a) Martín (1983), b) NCSE-02, c) IPEEE (1993), d) Molina (1998), e) Peláez y López Casado (2002) y f) proyecto GSHAP.....	91
Figura 4.18. Zonificaciones sismogénicas propuestas por ByA12 (izda) y GM12 (drcha.).....	92
Figura 4.19. Zonas sismogénicas del suerte de España publicadas en GM10.....	92
Figura 4.20. Zonas sismogénicas del suerte de España publicadas en GM12. (Esta zonificación es una variante de GM10, incluida en la figura anterior).....	93
Figura 5.1. Superposición de epicentros según el catálogo de proyecto con la zonificación sismogénica GM10	98
Figura 5.2 Distribución de sismos en las regiones identificadas en GM10.....	98
Figura 5.3. Superposición de las fallas y segmentos de falla con las regiones.....	99
Figura 5.4. Número de fallas incluidas en cada región.....	99
Figura 5.5. Ejemplo de las probabilidades asociadas a las posibles magnitudes de un sismo con $M_w = 4.6 \pm 0.3$, según la distribución triangular adoptada para considerar la incertidumbre de la magnitud.....	100
Figura 5.6. Reparto de la tasa de momento sísmico de la falla en los intervalos de magnitud conocidos.....	103
Figura 5.7. Gráfica con el modelo de recurrencia asociado a tres segmentos de la falla del Bajo Segura. Con línea continua el rango de magnitud del modelo de recurrencia usada para estimar los parámetros. En línea discontinua, prolongación del modelo de recurrencia completo hasta las magnitudes máximas esperadas en cada segmento. .	110
Figura 5.8. Modelo de recurrencia de las zonas 28, 29, 33 y 40.....	111
Figura 5.9. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 30. MMC_{30} : magnitud máxima de completitud de la región.....	111
Figura 5.10. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 31. MMC_{31} : magnitud máxima de completitud de la región.....	112

<i>Figura 5.11. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 34. MMC₃₄: magnitud máxima de completitud de la región.</i>	113
<i>Figura 5.12. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 35. MMC₃₅: magnitud máxima de completitud de la región.</i>	114
<i>Figura 5.13. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 36. MMC₃₆: magnitud máxima de completitud de la región.</i>	114
<i>Figura 5.14. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 37. MMC₃₇: magnitud máxima de completitud de la región.</i>	115
<i>Figura 5.15. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 38. MMC₃₈: magnitud máxima de completitud de la región.</i>	116
<i>Figura 5.16. Modelo de recurrencia de las fuentes de la región 39. MMC₃₉: magnitud máxima de completitud de la región.</i>	117
<i>Figura 5.17. Mapa con las tasas de sismicidad de magnitud igual o superior a M_{min} por kilómetro cuadrado en las fuentes sísmicas de la MHP.</i>	117
<i>Figura 5.18. Ejemplo de ajuste de la recta de GR a la sismicidad de una zona con el método de ajuste de Máxima verosimilitud.</i>	118
<i>Figura 5.19. Ejemplo de un ajuste aplicando simulaciones de Montecarlo en una zona para obtener la recta de GR. Las líneas de colores representan los distintos ajustes obtenidos a partir de 100 simulaciones de Montecarlo. La línea negra continua representa la recta media de los ajustes, las líneas negras discontinuas la media ± una desviación estándar.</i>	120
<i>Figura 5.20. Función de distribución normal de las magnitudes máximas esperadas en cada zona. Los límites de truncamiento no tienen por qué ser simétricos.</i>	120
<i>Figura 5.21. Ejemplo de función de distribución de la magnitud máxima esperada en una zona cuya magnitud máxima ha sido asignada con la tectónica de la misma (Zona 55 de la zonificación de GM12).</i>	121
<i>Figura 5.22. Zonificación de GM12 y epicentros de los sismos contenidos catálogo de la región, para Mw> 3.5.</i>	123
<i>Figura 5.23. Modelos de recurrencia de las zonas GM12 obtenidos por ajuste de la sismicidad a una ley Gutenberg-Richter zonificada.</i>	123
<i>Figura 5.24. Mapa con las tasas de sismicidad de magnitud igual o superior a M_{min} por kilómetro cuadrado en las fuentes sísmicas de la MCZ.</i>	124
<i>Figura 6.1. Malla en la que se realizará el cálculo de peligrosidad.</i>	135
<i>Figura 6.2. Esquema del Árbol lógico que se incluirá en el cálculo para incorporar el mecanismo e inclinación del plano de ruptura en las zonas tipo área.</i>	138
<i>Figura 6.3. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=475 años estimada con la metodología clásica zonificada (MCZ).</i>	144
<i>Figura 6.4. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=475 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).</i>	145
<i>Figura 6.5. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=975 años estimada con la metodología clásica zonificada (MCZ).</i>	146
<i>Figura 6.6. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=975 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).</i>	147
<i>Figura 6.7. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=2475 años estimada con la metodología clásica zonificada (MCZ).</i>	148
<i>Figura 6.8. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=2475 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).</i>	149

<i>Figura 6.9. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=4975 años estimado con la metodología clásica zonificada (MCZ).</i>	150
<i>Figura 6.10. Mapa de peligrosidad para PGA con PR=4975 años estimada con la metodología híbrida propuesta (MHP).</i>	151
<i>Figura 6.11. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 475 años.</i>	153
<i>Figura 6.12. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 975 años.</i>	153
<i>Figura 6.13. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 2475 años.</i>	154
<i>Figura 6.14. Mapa con el cociente de aceleraciones PGA entre la metodología híbrida propuesta y la metodología clásica zonificada (MHP/MCZ) para un periodo de retorno de 4975 años.</i>	154
<i>Figura 6.15. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las proximidades de la falla de Lletor.</i>	155
<i>Figura 6.16. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las ciudades de Alicante, Sevilla y Huelva.</i>	156
<i>Figura 6.17. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las ciudades de Málaga, Almería y Cádiz.</i>	156
<i>Figura 6.18. Gráfica con las curvas de peligrosidad para PGA con las dos metodologías (MCZ y MHP) en las ciudades de Granada, Murcia y Jaén.</i>	157
<i>Figura 6.19. Gráficas con los espectros de peligrosidad uniforme (UHS) estimados con las dos metodologías para los periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años en Alicante y Jaén.</i>	157
<i>Figura 6.20. Gráficas con los espectros de peligrosidad uniforme (UHS) estimados con las dos metodologías para los periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años en Málaga y Almería.</i>	158
<i>Figura 6.21. Gráficas con los espectros de peligrosidad uniforme (UHS) estimados con las dos metodologías para los periodos de retorno de 475, 975 y 2475 años en Granada y Murcia.</i>	158
<i>Figura 6.22. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad total y parciales por contribución de cada fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Málaga para PGA y SA (1.0 s) y para los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.</i>	161
<i>Figura 6.23. Gráficas con los resultados de la desagregación 3D (M, D, E) en la ciudad de Málaga para movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1.0s) en los PR de 475 y 2475 años.</i>	162
<i>Figura 6.24. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad total y parciales por contribución de cada fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Granada para PGA y SA (1.0 s) y para los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.</i>	164
<i>Figura 6.25. Gráficas con los resultados de la desagregación 3D (M, D, ϵ) en la ciudad de Granada para movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1.0s) en los PR de 475 y 2475 años.</i>	165
<i>Figura 6.26. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad totales y parciales por fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Almería para PGA y SA (1.0s) y los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.</i>	167
<i>Figura 6.27. Gráficas con la desagregación en las tres variables (M, D, E) de la ciudad de Almería para PGA y SA (1.0s) y los PR de 475 y 2475 años.</i>	168

<i>Figura 6.28. Arriba: Gráficas con las curvas de peligrosidad totales y parciales por fuente (que cubren el 95 % de la peligrosidad) de la ciudad de Murcia para PGA y SA (1.0s) y para los PR de 475 y 2475 años. Los valores del eje Y corresponde con las probabilidades de excedencia en 50 años. Abajo: Mapa con la localización de las fuentes intervinientes.</i>	<i>170</i>
<i>Figura 6.29. Gráficas con la desagregación en las tres variables (M, D, E) de la ciudad de Murcia para PGA y SA (1.0s) y los PR de 475 y 2475 años.</i>	<i>171</i>
<i>Figura 7.1. Tasa de peligrosidad en función del tiempo para diferentes distribuciones.</i>	<i>178</i>
<i>Figura 7.2. Función de densidad BPT y tasa de peligrosidad para distintos coeficientes de aperiodicidad.</i>	<i>179</i>
<i>Figura 7.3. Tasa de peligrosidad para los diferentes periodos de recurrencia asociados a las magnitudes de la falla.</i>	<i>182</i>
<i>Figura 7.4. Probabilidades de n eventos en 50 años estimadas suponiendo tres instantes distintos del ciclo sísmico.: comienzo del ciclo ($q=0$), mitad del ciclo ($q=\mu/2$) y final del mismo ($q=\mu$)</i>	<i>183</i>
<i>Figura 7.5. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad en la falla de Carboneras, en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia según el modelo tiempo poissoniano.</i>	<i>184</i>
<i>Figura 7.6. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad en la falla de Carboneras, en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia, según el modelo tiempo BPT al inicio del ciclo sísmico. ...</i>	<i>185</i>
<i>Figura 7.7. Mapa de la aceleración máxima esperada por la falla de Carboneras en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia, según el modelo de tiempo BPT para el instante en el que se ha superado el periodo de recurrencia.</i>	<i>185</i>
<i>Figura 7.8. Gráfica con la magnitud y año de los sismos próximos a la falla de Carboneras. En naranja los sismos de referencia usados para estimar el estado inicial de carga de los diferentes ciclos sísmicos.</i>	<i>186</i>
<i>Figura 7.9. Gráfico con el periodo de recurrencia y el tiempo desde el último evento para cada rango de magnitud.</i>	<i>187</i>
<i>Figura 7.10. Probabilidades de ocurrencia de eventos en 50 y 100 años considerando el tiempo desde el último evento.</i>	<i>187</i>
<i>Figura 7.11. Mapa de la aceleración máxima esperada por la falla de Carboneras en términos de PGA, para 50 años con un 10% de probabilidad de excedencia según el modelo tiempo BPT considerando el tiempo transcurrido desde el último evento.</i>	<i>188</i>

ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 1.1. Terremotos con mayor número de víctimas mortales desde comienzos del siglo XX.</i>	3
<i>Tabla 3.1. Tabla de coeficiente COV asociado a la tasa de momento sísmico obtenida por medio de catálogos sintéticos generados a partir de todos los supuestos considerados.</i>	49
<i>Tabla 4.1.- Incertidumbres asignadas los parámetros de tamaño originales</i>	68
<i>Tabla 4.2. Correlaciones obtenidas (regresiones RMA).</i>	71
<i>Tabla 4.3. Número de sismos del catálogo de proyecto utilizado para la aplicación realizada en el sureste de España, clasificados por el tipo de parámetro de tamaño origen.</i>	77
<i>Tabla 4.4. Sismos de magnitud mayor o igual a 5.0 recogidos en el catálogo sísmico del proyecto.</i>	78
<i>Tabla 4.5. Fallas y segmentos que no tienen la información suficiente para poder ser modelizadas de modo individual en el cálculo de peligrosidad. Long: longitud de la traza de la falla o segmento. Zmin y Zmax: profundidad máxima y mínima. SR: Slip rate (tasa de deslizamiento).</i>	81
<i>Tabla 4.6. Fallas y segmentos de falla incluidos en el cálculo de peligrosidad sísmica. (Acim: Acimut de la traza de falla. Buz: Buzamiento o inclinación del plano de falla. Dir: Dirección del vector desplazamiento).</i>	81
<i>Tabla 4.7. Fallas y segmentos de falla empleados en el cálculo con las magnitudes máximas esperadas y la tasa de momento sísmico.</i>	85
<i>Tabla 5.1. Tabla con las tasas de sismicidad y de momento sísmico observadas en cada región, en dos intervalos de magnitud: Mmin-Mmax y Mmin-MMC, indicando el porcentaje de tasa de momento del segundo intervalo respecto al primero, es decir registrado en periodos completos de magnitud.</i>	101
<i>Tabla 5.2. Valores de β obtenidos en cada zona.</i>	102
<i>Tabla 5.3. Valores del coeficiente COV en las regiones estudiadas.</i>	102
<i>Tabla 5.4. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 30, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	103
<i>Tabla 5.5. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 31, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	104
<i>Tabla 5.6. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 34, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	104
<i>Tabla 5.7. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 35, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	105
<i>Tabla 5.8. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 36, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	105
<i>Tabla 5.9. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 37, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	106
<i>Tabla 5.10. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 38, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	106
<i>Tabla 5.11. Fallas y segmentos de falla contenidos en la región 39, indicando sus tasas de deslizamiento y magnitudes máximas.</i>	107

Tabla 5.12. Valor de las betas de las fallas obtenidas.	107
Tabla 5.13. Ejemplo de tasas de sismicidad y tasas de momento sísmico de las fallas contenidas en la región 36 en el intervalo de magnitud completa (Mmin-MMC). (%: representa el porcentaje de tasa de momento sísmico de la falla que se ha observado en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (Mmin, MMC) frente a la tasa de momento sísmico asociada a la falla en el intervalo de magnitudes total de la falla (Mmin, Mmaxfalla) % = $\dot{M}_o (Mmin-MMC) / \dot{M}_o (Mmin-Max)$	108
Tabla 5.14. Reparto de las tasas de sismicidad y momento sísmico obtenidos en la región 36. (%: representa el porcentaje de tasa de momento sísmico de la región asociado a las fallas y a la zona en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (Mmin, MMC). % = $\dot{M}_o (Mmin - MMC) \text{ falla o zona} / \dot{M}_o (Mmin - MMC) \text{ región}$	108
Tabla 5.15. Reparto del potencial sísmico en las fallas y zonas en cada región.....	109
Tabla 5.16. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las zonas 28, 29, 33 y 40.....	111
Tabla 5.17. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 30.	111
Tabla 5.18. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 31.	112
Tabla 5.19. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 34.....	112
Tabla 5.20. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 35.....	113
Tabla 5.21. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 36.....	114
Tabla 5.22. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 37.....	115
Tabla 5.23. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 38.....	116
Tabla 5.24. Parámetros para el cálculo de peligrosidad de las región 39.....	116
Tabla 5.25. Procesos de Montecarlo para obtener los parámetros de sismicidad considerando la incertidumbre de la magnitud.....	119
Tabla 4.32. Parámetros de sismicidad de las zonas GM12. Se muestran la tasa y la beta de la ley de Gutenberg-Richter promedio de los catálogos simulados y la función de distribución de la magnitud máxima con sus límites de truncamiento.	123
Tabla 6.1. Tabla resumen con las variables cada modelo de la NGA W2. La X significa que ese parámetro es considerado por el modelo. La X(HW) significa que ese parámetro es utilizado por el modelo para cuantificar el efecto hanging-wall.	133
Tabla 6.2. Terremotos de control en la ciudad de Málaga resultantes de la desagregación para movimientos objeto dados por PGA y SA (1.0s) para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento objeto.	160
Tabla 6.3. Terremotos de control en la ciudad de Granada resultantes de la desagregación para movimientos objeto dados por la PGA y SA (1.0s) para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento objeto.....	163
Tabla 6.4. Terremotos de control en la ciudad de Almería resultantes de la desagregación para movimientos objeto dados por PGA y SA (1.0s) para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento objeto.....	166
Tabla 6.5. Terremotos de control de la ciudad de Murcia para PGA y SA (1.0s) y para PR de 475 y 2475 años. Se muestran las tres contribuciones mayores para cada nivel de movimiento.	169
Tabla 7.1. Rangos de magnitudes asociados al modelo y periodos de recurrencia ($1/\hat{n}(m)$).	181

ANEXOS

ANEXO 1. CÁLCULO DE TASAS ACUMULADAS DE SISMOS A PARTIR DE LOS PARÁMETROS DE LA FALLA.

Tasa de GR Modificada

Deducimos el valor de la tasa simple $\dot{n}(m)$ a partir de la tasa acumulada:

$$\dot{N}(m) = N_{\min} \cdot \left[\frac{e^{-\beta(m)} - e^{-\beta(M_{\max})}}{(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} \right]$$

$$\dot{n}(m) = - \frac{d\dot{N}(m)}{dm}$$

$$\dot{n}(m) = - \frac{d\dot{N}(m)}{dm} = - \frac{d}{dm} \left(\dot{N}_{\min} \cdot \left[\frac{e^{-\beta(m)} - e^{-\beta(M_{\max})}}{(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} \right] \right) = \dot{N}_{\min} \cdot \beta \cdot \left[\frac{e^{-\beta(m)}}{(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} \right]$$

$$\dot{n}(m) = \dot{N}_{\min} \cdot \beta \cdot \left[\frac{e^{-\beta(m)}}{(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} \right]$$

En este caso, la incógnita que resolveremos y que dará lugar a conocer $\dot{N}(m)$ y $\dot{n}(m)$ será: $\dot{N}_{\min}$

Considerando que $M_0(m) = e^{\bar{c} + \bar{d}m}$

$$\dot{M}_0 = \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \dot{n}(m) M_0(m) dm = \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \dot{N}_{\min} \cdot \beta \cdot \left[\frac{e^{-\beta(m)}}{(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} \right] e^{\bar{c} + \bar{d}m} dm =$$

$$\dot{M}_0 = \frac{\dot{N}_{\min} \cdot \beta \cdot e^{\bar{c}}}{(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} e^{(\bar{d} - \beta)m} dm = \frac{\dot{N}_{\min} \cdot \beta \cdot e^{\bar{c}}}{(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} \frac{1}{\bar{d} - \beta} [e^{(\bar{d} - \beta)M_{\max}} - e^{(\bar{d} - \beta)M_{\min}}] =$$

$$\dot{M}_0 = \frac{\dot{N}_{\min} \cdot \beta}{(\bar{d} - \beta)(e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})} [e^{-\beta M_{\max}} M_0(M_{\max}) - e^{-\beta M_{\min}} M_0(M_{\min})]$$

$$\dot{N}_{\min} = \frac{\dot{M}_0 \cdot (\bar{d} - \beta) (e^{-\beta(M_{\min})} - e^{-\beta(M_{\max})})}{\beta [e^{-\beta M_{\max}} M_0(M_{\max}) - e^{-\beta M_{\min}} M_0(M_{\min})]}$$

Tasa de GR Truncada.

Deducimos el valor de la tasa simple $\dot{n}(m)$ a partir de la tasa acumulada:

$$\dot{N}(m) = N_{\min} * \begin{cases} e^{-\beta(m - M_{\min})} & \text{si } m < M_{\max} \\ 0 & \text{si } m = M_{\max} \end{cases}$$

$$\dot{n}(m) = - \frac{d\dot{N}(m)}{dm}$$

$$\dot{n}(m) = -\frac{d\dot{N}(m)}{dm} = -\frac{d}{dm} \left(\dot{N}_{\min} * \begin{cases} e^{-\beta(m-M_{\min})} & \text{si } m < M_{\max} \\ 0 & \text{si } m = M_{\max} \end{cases} \right)$$

$$\dot{n}(m) = \dot{N}_{\min} \left(\beta \cdot e^{-\beta(m-M_{\min})} + e^{-\beta(M_{\max}-M_{\min})} \delta(m - M_{\max}) \right)$$

En este caso, como en el anterior, la incógnita que resolveremos y que dará lugar a conocer $\dot{N}(m)$ y $\dot{n}(m)$ será: $\dot{N}_{\min}$

$$\dot{M}_0 = \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \dot{n}(m) M_0(m) dm = \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \left[\dot{N}_{\min} \left(\beta \cdot e^{-\beta(m-M_{\min})} + e^{-\beta(M_{\max}-M_{\min})} \delta(m - M_{\max}) \right) \right] M_0(m) dm =$$

$$\dot{M}_0 = \dot{N}_{\min} \left[\beta \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} e^{-\beta(m-M_{\min})} e^{\bar{c}+\bar{d}m} + e^{-\beta(M_{\max}-M_{\min})} \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \delta(m - M_{\max}) e^{\bar{c}+\bar{d}m} dm \right]$$

$$\dot{M}_0 = \dot{N}_{\min} e^{\bar{c}} \left[\beta \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} e^{(\bar{d}-\beta)m+\beta M_{\min}} dm + e^{-\beta(M_{\max}-M_{\min})} \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \delta(m - M_{\max}) e^{\bar{d}m} dm \right]$$

$$\dot{M}_0 = \dot{N}_{\min} e^{\bar{c}} \left[\frac{\beta}{\bar{d}-\beta} \left[e^{(\bar{d}-\beta)M_{\max}+\beta M_{\min}} - e^{(\bar{d}-\beta)M_{\min}+\beta M_{\min}} \right] + e^{-\beta(M_{\max}-M_{\min})} e^{\bar{d}M_{\max}} \right]$$

$$\dot{M}_0 = \dot{N}_{\min} e^{\bar{c}} \left[\frac{\beta}{\bar{d}-\beta} \left[e^{(\bar{d}-\beta)M_{\max}+\beta M_{\min}} - e^{(\bar{d}-\beta)M_{\min}} \right] + e^{-\beta(M_{\max}-M_{\min})} e^{\bar{d}M_{\max}} \right]$$

$$\dot{N}_{\min} = \frac{\dot{M}_0}{e^{\bar{c}} \left[\frac{\beta}{\bar{d}-\beta} \left[e^{(\bar{d}-\beta)M_{\max}+\beta M_{\min}} - e^{(\bar{d}-\beta)M_{\min}} \right] + e^{-\beta(M_{\max}-M_{\min})} e^{\bar{d}M_{\max}} \right]}$$

ANEXO 2. FÓRMULAS EMPLEADAS EN LA REGRESIÓN RMA (ISOBE ET AL. 1990)

La pendiente de la recta (b):

$$b = \text{sign}(S_{xy}) \cdot (b_1 \cdot b_2)^{1/2} = \text{sign}(S_{xy}) \cdot \left(\frac{S_{yy}}{S_{xx}}\right)^{1/2}$$

donde:

S_{xy} es la covarianza de x e y de la muestra

S_{xx} es la varianza de x de la muestra

S_{yy} es la varianza de y de la muestra

b_1 y b_2 son las pendientes de los ajuste por mínimos cuadrados y sobre x, e x sobre y (en este último caso sin intercambiar los ejes, minimizando las distancias x a la recta)

$$b_1 = \frac{S_{xy}}{S_{xx}} \quad b_2 = \frac{S_{yy}}{S_{xy}}$$

La varianza de la pendiente (σ_b^2):

$$\sigma_b^2 = \frac{1}{4} \left[\frac{b_2}{b_1} \cdot \sigma_{b_1}^2 + 2\sigma_{b_1 b_2} + \frac{b_1}{b_2} \cdot \sigma_{b_2}^2 \right]$$

donde:

$\bar{x}$ e $\bar{y}$ son los valores medios de las variables

σ_{b_1} y σ_{b_2} son las desviaciones de las pendientes de los ajustes por mínimos cuadrados y sobre x, e x sobre y (en este último caso sin intercambiar los ejes, minimizando las distancias x a la recta)

$$\sigma_{b_1}^2 = \frac{1}{S_{xx}^2} \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - b_1 \cdot x_i - \bar{y} + b_1 \cdot \bar{x})^2 \right]$$

$$\sigma_{b_2}^2 = \frac{1}{S_{xx}^2} \left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - b_1 \cdot x_i - \bar{y} + b_1 \cdot \bar{x})^2 \right]$$

$\sigma_{b_1 b_2}$ la covarianza entre pendientes:

$$\sigma_{b_1 b_2} = (b_1 \cdot S_{xx}^2)^{-1} \left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \cdot [y_i - \bar{y} - b_1 \cdot (x_i - \bar{x})] \right. \\ \left. \cdot [y_i - \bar{y} - b_2 \cdot (x_i - \bar{x})] \right\}$$

El término independiente del ajuste y su desviación: (a y σ_a^2):

$$a = \bar{y} - b \cdot \bar{x}$$

$$\sigma_a^2 = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^n \left\{ y_i^o - b \cdot x_i^o - n \cdot \bar{x} \times \left[\frac{\gamma_1}{S_{xx}} x_i^o \cdot (y_i^o - b_1 \cdot x_i^o) + \frac{\gamma_2}{S_{xy}} y_i^o \cdot (y_i^o - b_2 \cdot x_i^o) \right] \right\}^2$$

donde:

$$\gamma_1 = 1/2 \cdot \sqrt{(b_2/b_1)} ; \gamma_2 = 1/2 \cdot \sqrt{(b_1/b_2)}$$

ANEXO 3. CÁLCULO DE LA TASA DE MOMENTO SÍSMICO DE LA ZONA 37, CON Y SIN INCERTIDUMBRES ASOCIADAS A LA MAGNITUD.

Mw	Mo	Año Ref	Num sismos	$\dot{n}(m)$	$\dot{M}(m)$	Num sismos prob.	$\dot{n}(m)$ prob.	$\dot{M}(m)$ prob.
4.0	1.259E+22	1908	5	0.04854	6.111E+20	5.852	0.05627	7.084E+20
4.1	1.778E+22	1908	9	0.08738	1.554E+21	6.166	0.05929	1.054E+21
4.2	2.512E+22	1908	5	0.04854	1.219E+21	5.989	0.05758	1.446E+21
4.3	3.548E+22	1908	12	0.11650	4.134E+21	5.476	0.05266	1.868E+21
4.4	5.012E+22	1908	2	0.01942	9.732E+20	4.290	0.04125	2.068E+21
4.5	7.079E+22	1883	1	0.00781	5.531E+20	3.235	0.02508	1.775E+21
4.6	1.000E+23	1883	3	0.02344	2.344E+21	2.592	0.02009	2.009E+21
4.7	1.413E+23	1883	0	0.00000	0.000E+00	2.609	0.02023	2.857E+21
4.8	1.995E+23	1883	2	0.01563	3.118E+21	3.309	0.02565	5.119E+21
4.9	2.818E+23	1883	7	0.05469	1.541E+22	2.965	0.02299	6.479E+21
5.0	3.981E+23	1800	3	0.01422	5.660E+21	3.118	0.01471	5.855E+21
5.1	5.623E+23	1800	3	0.01422	7.995E+21	2.936	0.01385	7.789E+21
5.2	7.943E+23	1800	1	0.00474	3.765E+21	2.143	0.01011	8.028E+21
5.3	1.122E+24	1800	0	0.00000	0.000E+00	1.690	0.00797	8.945E+21
5.4	1.585E+24	1800	6	0.02844	4.507E+22	1.462	0.00690	1.093E+22
5.5	2.239E+24	1520	0	0.00000	0.000E+00	1.137	0.00231	5.172E+21
5.6	3.162E+24	1520	0	0.00000	0.000E+00	0.973	0.00198	6.251E+21
5.7	4.467E+24	1520	1	0.00204	9.097E+21	0.808	0.00164	7.338E+21
5.8	6.310E+24	1520	0	0.00000	0.000E+00	0.613	0.00125	7.866E+21
5.9	8.913E+24	1520	0	0.00000	0.000E+00	0.435	0.00088	7.878E+21
6.0	1.259E+25	1048	1	0.00104	1.307E+22	0.270	0.00028	3.528E+21
6.1	1.778E+25	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.162	0.00017	2.993E+21
6.2	2.512E+25	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.125	0.00013	3.256E+21
6.3	3.548E+25	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.088	0.00009	3.225E+21
6.4	5.012E+25	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.062	0.00006	3.227E+21
6.5	7.079E+25	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.048	0.00005	3.545E+21
6.6	1.000E+26	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.034	0.00004	3.577E+21
6.7	1.413E+26	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.021	0.00002	3.032E+21
6.8	1.995E+26	1048	0	0.00000	0.000E+00	0.007	0.00001	1.427E+21
					1.146E+23			

ANEXO 4. REPARTO DE LAS TASAS DE SISMICIDAD Y TASA DE MOMENTO SÍSMICO DE LAS ZONAS.

%1: Representa el porcentaje de tasa de momento sísmico de la falla que se ha observado en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (Mmin, MMC) frente a la tasa de momento sísmico asociada a la falla en el intervalo de magnitudes total de la falla (Mmin, Mmaxfalla) $\% = \dot{M}_o (Mmin-MMC) / \dot{M}_o (Mmin-Max)$.

%2: Representa el porcentaje de tasa de momento sísmico de la región asociado a las fallas y a la zona en el intervalo de magnitudes registradas de forma completa en el catálogo (Mmin, MMC). $\% = \dot{M}_o (Mmin - MMC) \text{ falla o zona} / \dot{M}_o (Mmin - MMC) \text{ región}$.

Zona 30

	Ñmin (hasta Mmcz)	Ño (Mmin - Mmcz)	% . 1
Socovos (1/2)	0.0019	6.72E+19	1%
Pozohondo	0.0024	8.62E+19	2%
Lietor (1/2)	0.0034	1.23E+20	1%
			% . 2
Σ Fallas	0.0078	2.76E+20	15%
Zona	0.0451	1.58E+21	85%
Total	0.0529	1.86E+21	

Zona 31.

	Ñmin (hasta Mmcz)	Ño (Mmin - Mmcz)	% . 1
Jumilla (Sector Valencia) (2/2)	0.0050	9.98E+20	11%
Muro de Alcoy (o de Mariola)	0.0087	1.72E+21	24%
Benasau	0.0079	1.56E+21	28%
Jumilla (Sector Valencia) (1/2)	0.0054	1.07E+21	11%
Cabo de Cullera Western Fault	0.0028	5.46E+20	13%
Cabo de Cullera Central-Western Fault	0.0026	5.14E+20	13%
Cabo de Cullera Central-Eastern Fault	0.0024	4.82E+20	10%
Cabo de Cullera Eastern Fault	0.0014	2.71E+20	18%
Southwest of Columbretas Basin	0.0011	2.12E+20	21%
			% . 2
Σ Fallas	0.0216	4.28E+21	9%
Zona	0.2017	3.97E+22	84%
Total	0.2389	4.70E+22	

Zona 34.

	Ñmin (hasta Mmcz)	Ño (Mmin - Mmcz)	% . 1
El Acebuchal	0.0026	3.14E+20	29%
Los Alamillos	0.0023	2.69E+20	29%
El Carrascal	0.0004	4.37E+19	33%
Sierra de las Nieves	0.0023	2.77E+20	20%
La Robla	0.0016	1.92E+20	23%
Campanillas	0.0011	1.35E+20	26%
Cartama	0.0026	3.07E+20	29%
Mijas	0.0087	1.04E+21	18%
Villafranco de Guadalhorce	0.0028	3.37E+20	26%
			% . 2
Σ Fallas	0.0244	2.92E+21	11%
Zona	0.1932	2.27E+22	89%
Total	0.2176	2.56E+22	

Zona 35.

	Ñmin (hasta Mmcz)	Ño (Mmin - Mmcz)	% . 1
Borde NO de Sierra Arana	0.0061	7.56E+20	24%
Norte de Cubillas	0.0025	3.12E+20	28%
E de Cubillas	0.0018	2.24E+20	46%
Oeste de Cubillas	0.0037	4.59E+20	37%
Obéilar - Pinos Puente	0.0261	3.26E+21	24%
Tocón-Obéilar	0.0033	4.07E+20	36%
Alitaje	0.0035	4.36E+20	32%
Pinos Puente	0.0248	3.09E+21	22%
Pedro Ruiz	0.0033	4.15E+20	36%
Daimuz Bajo	0.0020	2.52E+20	41%
Atarfe	0.0098	1.22E+21	22%
El Fargue-Jun	0.0247	3.08E+21	22%
Escóznar	0.0031	3.83E+20	36%
Santa Fe	0.0150	1.87E+21	19%
Granada	0.0333	4.15E+21	17%
Belicena-Alhendín	0.0087	1.08E+21	28%
Huenes	0.0103	1.29E+21	28%
Canales	0.0040	4.99E+20	24%
Dílar	0.0190	2.36E+21	24%
Padul	0.0197	2.46E+21	24%
Norte del Silleta	0.0015	1.88E+20	32%
Padul-Dúrcal	0.0187	2.33E+21	24%
Escúzar	0.0017	2.13E+20	24%
Noroeste de Játar	0.0032	4.00E+20	32%
Norte de Sierra Tejeda	0.0124	1.55E+21	17%
Tablate	0.0023	2.83E+20	36%
Albuñuelas	0.0063	7.87E+20	28%
Béznar-Ízbor	0.0023	2.82E+20	36%
Lanjarón	0.0138	1.72E+21	28%
Vélez de Benaudalla	0.0049	6.16E+20	36%
Ventas de Zafarraya	0.0473	5.89E+21	13%
Norte de Sierra de Lújar	0.0082	1.02E+21	24%
			% . 2
Σ Fallas	0.3474	4.33E+22	61%
Zona	0.2227	2.77E+22	39%
Total	0.5701	7.09E+22	

Zona 36.

	N_{min} (hasta Mmcz)	M_o (M_{min} - Mmcz)	% . 1
Baza	0.0583	5.82E+21	13%
Zamborino	0.0135	1.35E+21	19%
Graena	0.0021	2.10E+20	37%
E de Guadix	0.0010	9.57E+19	26%
Suroeste del Negratín	0.0032	3.23E+20	42%
Oeste del Negratín	0.0008	8.08E+19	30%
Hijate	0.0015	1.47E+20	33%
			% . 2
Σ Fallas	0.0804	8.02E+21	57%
Zona	0.0603	6.08E+21	43%
Total	0.1407	1.41E+22	

Zona 37.

	N_{min} (hasta Mmcz)	M_o (M_{min} - Mmcz)	% . 1
Crevillente (Sector Murcia) (1/3)	0.0085	1.39E+22	12%
Crevillente (Sector Murcia) (2/3)	0.0102	1.97E+22	11%
Crevillente (Sector Murcia) (3/3)	0.0065	9.11E+21	15%
Crevillente (Sector Alicante) (1/2)	0.0059	9.72E+21	12%
Jumilla (Sector Murcia) (1/3)	0.0008	1.28E+21	12%
Jumilla (Sector Murcia) (2/3)	0.0007	1.01E+21	15%
Jumilla (Sector Murcia) (3/3)	0.0025	2.61E+21	20%
Galera	0.0078	7.95E+21	20%
Botardo-Alfahuara	0.0012	1.09E+21	23%
Albox	0.0009	7.91E+20	23%
Socovos (2/2)	0.0038	7.25E+21	11%
Lietor (2/2)	0.0047	4.86E+21	20%
Amarguillo	0.0031	2.01E+21	32%
Las Viñas	0.0083	3.27E+21	50%
Alhama de Murcia (4/4)	0.0048	6.77E+21	15%
Alhama de Murcia (2/4)	0.0184	2.21E+22	17%
Alhama de Murcia (1/4)	0.0365	5.12E+22	15%
			% . 2
Σ Fallas	0.1247	2.57E+22	28%
Zona	0.3152	6.50E+22	72%
Total	0.4399	9.07E+22	

Zona 38.

	N_{min} (hasta Mmcz)	M_o (M_{min} - Mmcz)	% . 1
Alhamilla Sur	0.0043	4.66E+20	14%
Polopos fault zone (1/2)	0.0024	2.57E+20	24%
Polopos fault zone (2/2)	0.0030	3.29E+20	24%
Corredor de Las Alpujarras	0.0086	9.39E+20	10%
Carboneras (2/2)	0.0052	5.63E+20	11%
Carboneras (1/2)	0.2987	3.25E+22	8%
Palomares (1/2)	0.0047	5.12E+20	13%
			% . 2
Σ Fallas	0.3269	3.55E+22	62%
Zona	0.2131	2.15E+22	38%
Total	0.5400	5.70E+22	

Zona 39.

	Ñmin (hasta Mmcz)	Ño (Mmin - Mmcz)	% . 1
Las Moreras - Escarpe de Mazarrón (1/3)	0.0019	2.48E+20	13%
Las Moreras - Escarpe de Mazarrón (2/3)	0.0026	3.47E+20	9%
Las Moreras - Escarpe de Mazarrón (3/3)	0.0033	4.43E+20	7%
Palomares (2/2)	0.0026	3.47E+20	9%
Carrascoy	0.0351	4.69E+21	7%
Torre vieja	0.0034	4.50E+20	11%
San Miguel de Salinas	0.0189	2.53E+21	7%
Bajo Segura (1/3)	0.0128	1.71E+21	13%
Bajo Segura (2/3)	0.0083	1.11E+21	13%
Bajo Segura (3/3)	0.0040	5.33E+20	15%
			% . 2
Σ Fallas	0.1005	1.35E+22	31%
Zona	0.2077	2.96E+22	69%
Total	0.3082	4.30E+22	

ANEXO 5. DESCRIPCIÓN DEL GMPE SELECCIONADO (CAMPBELL Y BOZORGNIA (2013))

LÍMITES DE APLICACIÓN DEL MODELO

En términos generales, los autores consideran el uso de este modelo válido para un régimen tectónico de corteza superficial activa en todo el mundo con las siguientes condiciones:

- Magnitud mínima $M > 3.3$
- Magnitud máxima límite $M=8.5$ para mecanismos de desgarre, $M=8.0$ para mecanismos inversos y $M=7.5$ para mecanismos normales
- Rango de distancias $R_{rup} = 0 - 300$ km
- Rango de velocidades $V_{s30} = 150 - 1500$ m/s (equivalentes a categorías B,C,D y E del NEHRP)
- Profundidad de los sedimentos $Z_{2.5} = 0 - 10$ km
- Profundidad más superficial del plano de ruptura $Z_{tor} = 0 - 20$ km
- Profundidad hipocentral $Z_{hyp} = 0 - 20$ km
- Ángulo de buzamiento $Dip = 15 - 90^\circ$

El modelo no es válido de manera uniforme en todo el rango de variabilidad citado anteriormente. Los errores de predicción estadísticos son más pequeños cuando los valores de las variables están cerca de los valores medios del rango de aplicabilidad y aumentan a medida que estos valores se alejan del medio (por ejemplo, ver Campbell 2004). Estos errores pueden llegar a ser muy grande cuando el modelo se extrapola más allá de los límites de datos de la variable y se debe utilizar con precaución en tales condiciones. El rango de aplicación de algunas variables de predicción se ha extendido más allá de los límites de los datos. A continuación se describen cada uno de los términos empleados en el movimiento y la intervención de las variables en el mismo.

FORMA FUNCIONAL

La ecuación está ajustada para proporcionar el logaritmo neperiano de la componente horizontal RotD50 de PGA (g), PGV (cm/s), y PSA (g). Teniendo la siguiente expresión:

$$\ln Y = \left(F_{mag} + F_{dis} + F_{flt} + F_{hng} + F_{site} + F_{sed} + F_{hyp} + F_{dip} + F_{atn} \begin{matrix} \ln PGA & Y < PGA, T < 0.25 \\ & otros casos \end{matrix} \right) [1]$$

Donde los términos F representan la relación del movimiento con: la magnitud del terremoto (F_{mag}), la atenuación geométrica (aparente) (F_{dis}), el mecanismo focal (F_{fit}), el efecto de bloque levantado o *hanging-wall* (F_{hng}), la respuesta del sitio (F_{site}), la profundidad de la cuenca sedimentaria (F_{sed}), la profundidad hipocentral (F_{hyp}), la inclinación del plano de ruptura (F_{dip}) y la atenuación anelástica (F_{atn}).

El valor de PGA es el referente a la aceleración pico del terreno y no es equivalente a SA de $T=0.01$ s como ocurría en el modelo CB08, aunque los dos tienen amplitudes muy similares. A la forma funcional máxima se le incluye una condición de especial importancia para largas distancias donde las aceleraciones para SA con periodo $T>0.25$ s puede dar valores menores que los de PGA, esta condición se ha incluido por la definición de aceleración pseudo-absoluta, por lo que el valor se establece en estos casos igual al valor de PGA.

Descripciones de los términos que intervienen en la ecuación:

Término relacionado con la magnitud (F_{mag}):

$$F_{mag} = \begin{pmatrix} c_0 + c_1 M & M \leq 4.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 4.5) & 4.5 < M \leq 5.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 4.5) + c_3 (M - 5.5) & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 4.5) + c_3 (M - 5.5) + c_4 (M - 6.5) & M > 6.5 \end{pmatrix} [2]$$

La forma funcional incorpora la variación de la aceleración en función de la magnitud, tiene una forma cuasi lineal que se deriva de un análisis de residuos. En este caso, los autores han propuesto una solución lineal y no cuadrática como en el modelo CB08. Esta forma funcional permite modelizar mejor la aceleración a distancias cortas y magnitudes altas, evitando la saturación de la magnitud (Campbell 1981) como ocurría en el modelo CB08, e impidiendo que el modelo proporcione soluciones incoherentes como la disminución de movimiento con el aumento de la magnitud. La función está compuesta por cuatro funciones lineales que varían con la magnitud, el ajuste de esta forma funcional por tramos permite ajustar adecuadamente la predicción del movimiento para magnitudes bajas y distancias cortas ($M<4.5$), caso que no ocurría en el modelo de NGA-West1 como se ha señalado por Campbell (2008, 2011). Del mismo modo, la forma lineal ajustada para $M>6.5$, permite un mayor control de la escala de magnitud grande y, a diferencia del modelo de escalamiento cuadrático, desacopla esta ampliación de la de magnitudes más pequeñas, permitiendo una mayor flexibilidad en la determinación de los movimientos de suelo con el tamaño del terremoto.

Términos relacionados con la atenuación geométrica (F_{dis}):

$$F_{dis} = (c_5 + c_6 M) \cdot \ln(\sqrt{R_{rup}^2 + c_7^2}) [3]$$

Esta función incorpora la atenuación geométrica del movimiento, depende de la distancia R_{rup} y de la magnitud. Esta última a través del coeficiente de modelo c_6 , que está limitado empíricamente y varía desde 0.14 para periodos largos hasta 0.25 para periodos cortos aproximadamente. Con el fin de aislar los efectos de la atenuación geométrica y evitar una compensación con la atenuación anelástica, se tomaron solo registros con $R_{rup} \leq 80$ km.

Términos relacionados con el mecanismo de ruptura (F_{fit}):

$$F_{fit} = F_{fitF} \cdot F_{fitM} \quad [4]$$

$$F_{fitF} = c_8 \cdot F_{RV} + c_9 \cdot F_{NM} \quad [5]$$

$$F_{fitM} = \begin{pmatrix} 0 & M \leq 4.5 \\ M - 4.5 & 4.5 < M \leq 5.5 \\ 1 & M > 5.5 \end{pmatrix} \quad [6]$$

La inclusión en el ajuste de la profundidad hipocentral del sismo como variable de predicción, hace innecesaria la inclusión del efecto de ruptura en superficie que incluía el modelo CB08 por medio de la menor profundidad del plano de ruptura (Z_{tor}).

Este modelo no diferencia entre mecanismos de desgarre e inversos ($c_8=0$), sí lo hace para los mecanismos normales, donde se incorpora un factor de disminución de aproximadamente un 0.25 en períodos cortos y un factor de 0 para los periodos medios y largos (periodo > 3.0 segundos), este efecto coincide con el que se propone en Ambraseys et al. (2005).

Finalmente, con el factor F_{fitM} , los autores incorporan la magnitud en este efecto, anulando el mismo para magnitudes bajas ($M \leq 4.5$) y dejando su efecto de forma plena para sismos de $M > 5.5$. La razón por la que se incluyó esta diferencia fue porque los autores no encontraron dicho efecto del mecanismo para sismos de magnitudes bajas, previsiblemente debido a la mayor incertidumbre en los mecanismos focales de tales eventos pequeños.

Término relacionado con el efecto *hanging-wall* (F_{hng}):

$$F_{hng} = c_{10} \cdot F_{hngRx} \cdot F_{hngRrup} \cdot F_{hngM} \cdot F_{hngZ} \cdot F_{hng\delta} \quad [7]$$

$$F_{hngRx} = \begin{pmatrix} 0 & Rx < 0 \\ F_1(Rx) & 0 \leq Rx < R_1 \\ \max[F_2(Rx), 0] & Rx \geq R_1 \end{pmatrix} \quad [8]$$

$$F_1(Rx) = h_1 + h_2(Rx/R_1) + h_3(Rx/R_2)^2 ; F_2(Rx) = h_4 + h_5 \left(\frac{Rx - R_1}{R_2 - R_1} \right) + h_6 \left(\frac{Rx - R_1}{R_2 - R_1} \right)^2$$

$$R_1 = W \cdot \cos(\delta) ; R_2 = 62M - 350 \quad [9]$$

$$F_{hngRrup} = \begin{pmatrix} 1 & Rrup = 0 \\ (R_{rup} - R_{jb})/R_{rup} & Rrup > 0 \end{pmatrix} \quad [10]$$

$$F_{hngM} = \begin{pmatrix} 0 & M \leq 5.5 \\ (M - 5.5) \cdot [1 + a_2(M - 6.5)] & 5.5 < M \leq 6.5 \\ 1 + a_2(M - 6.5) & M > 6.5 \end{pmatrix} \quad [11]$$

$$F_{hngZ} = \begin{pmatrix} 1 - 0.06Z_{TOR} & Z_{TOR} \leq 16.66 \\ 0 & Z_{TOR} > 16.66 \end{pmatrix} \quad [12]$$

$$F_{hng\delta} = (90 - \delta)/45 \quad [13]$$

La forma funcional utilizada para modelar el efecto *hanging-wall* HW es una versión modificada del modelo desarrollado por Donahue y Abrahamson (2013) a partir de simulaciones de movimiento de tierra. Este modelo utiliza la anchura del plano de ruptura (W), el ángulo de buzamiento (*dip*) y la distancia horizontal al borde superior del plano de ruptura

(R_x). A este modelo, los autores incluyeron un término dependiente de la distancia R_{up} , para incorporar un efecto adicional de suavizado en la transición entre el bloque levantado y el bloque hundido, evitando de este modo una caída abrupta en el movimiento del suelo previsto. También incluyeron dos términos dependientes de la magnitud y la profundidad que no están en el modelo de Donahue y Abrahamson (2013) con el fin de eliminar los efectos HW en magnitudes pequeñas ($M \leq 5.5$) y grandes profundidades ($Z_{tor} > 16.66 \text{ km}$), ya que dichos efectos no fueron observados en la base de datos.

El efecto, al igual que ocurrió en la versión CB08, ha sido incluido para mecanismos de desgarre y normales. A pesar de la falta de registros para evidenciar este efecto en los mecanismos normales, este efecto es coherente con las grandes amplitudes registradas en el plano de ruptura del terremoto de 2009 L'Aquila. Del mismo modo, los autores apuntan a trabajos de laboratorio y otros estudios de simulación con banda ancha donde se observa este efecto en tales mecanismos. Aunque la mayoría de los terremotos con mecanismo de desgarre tienen planos de ruptura con demasiado valor de buzamiento como para producir este efecto, según los autores los datos analizados apuntan a la inclusión de este efecto.

Términos relacionados con el efecto de suelo (F_{site}):

$$F_{site} = F_{siteG} + S_j F_{sitej} \quad [14]$$

$$F_{siteG} = \begin{cases} c_{11} \ln \left(\frac{V_{s30}}{k_1} \right) + k_2 \left\{ \ln \left[A_{1100} + c \left(\frac{V_{s30}}{k_1} \right)^n \right] - \ln [A_{1100} + c] \right\} & V_{s30} \leq k_1 \\ (c_{11} + k_2 n) \ln \left(\frac{V_{s30}}{k_1} \right) & V_{s30} > k_1 \end{cases} \quad [15]$$

$$F_{sitej} = \begin{cases} (c_{12} + k_2 n) \ln \left[\ln \left(\frac{V_{s30}}{k_1} \right) - \ln \left(\frac{200}{k_1} \right) \right] & V_{s30} \leq 200 \\ (c_{13} + k_2 n) \ln \left(\frac{V_{s30}}{k_1} \right) & V_{s30} > 200 \end{cases} \quad [16]$$

La parte lineal de la forma funcional utilizada es similar a la propuesta originalmente por Boore et al. (1994) y Borchardt (1994) y más tarde adoptada por Boore et al. (1997). Este modelo no estable para la V_{s30} un límite superior de aplicación como hacía la versión anterior en $V_{s30}=1500 \text{ m/s}$ (límite entre categoría A y B del NEHRP (BSSC 2009)). Aunque no recomienda que el modelo se utilice para valores mayores a este, ya que no hay suficientes registros como para tener bien ajustado ese rango de valores de V_{s30} y el modelo puede tender a la no disminución del movimiento con el aumento de V_{s30} e incluso aumentar.

El término no lineal del suelo no se ha desarrollado a partir de los datos por falta de una muestra suficiente, aunque los autores identificaron un comportamiento no lineal para suelo con $V_{s30} < 1100 \text{ m/s}$ difícil de modelizar por los residuos. Por este motivo, utilizan el modelo de respuesta del sitio no lineal desarrollado por Walling et al. (2008) sobre una base de simulaciones de respuesta de sitio lineales equivalentes unidimensionales (1D) llevadas a cabo por Silva (2005). Este modelo fue calibrado con datos reales y ajustados por medio de los factores c_{11} , c_{12} y c_{13} .

Por último incorporan un factor de regionalización, estableciendo una diferencia para la aplicación del modelo en Japón, donde se identifica un comportamiento diferente entre suelos blandos ($V_{s30} < 200 \text{ m/s}$) y duros.

Término relacionado con la profundidad de la cuenca (F_{sed}):

$$F_{sed} = \begin{pmatrix} (c_{14} + c_{15}S_j)(Z_{2.5} - 1) & Z_{2.5} \leq 1 \\ 0 & 1 < Z_{2.5} \leq 3 \\ c_{16}k_3e^{-0.75[1 - e^{(-0.25(Z_{2.5}-3)})]} & Z_{2.5} > 3 \end{pmatrix} \quad [17]$$

La forma funcional que es utilizada para modelar este efecto tiene dos partes: un tramo con $Z_{2.5} > 3.0$ km, que modeliza la cuenca en con efectos 3D, y un tramo con $Z_{2.5} < 1.0$ km, que modeliza los efectos de sedimentos superficiales. La formas funcionales han sido tratadas como cuencas 3D a partir de simulaciones numéricas realizadas por Day et al. (2008).

Término relacionado con la profundidad hipocentral (F_{hyp}):

$$F_{hypH} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{hyp} \leq 7 \\ Z_{hyp} - 7 & 7 < Z_{hyp} \leq 20 \\ 13 & Z_{hyp} > 20 \end{pmatrix} \quad [18]$$

$$F_{hypM} = \begin{pmatrix} c_{17} & M \leq 5.5 \\ [c_{17} + (c_{18} - c_{17})(M - 5.5)] & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_{18} & M > 6.5 \end{pmatrix} \quad [19]$$

El modelo incorpora un aumento del movimiento para profundidad hipocentral menor a 7km, utiliza este parámetro y no Z_{tor} , como se hizo en la versión anterior, porque los terremotos con rupturas grandes parecen quedar mejor modelados con este parámetro. En el caso de sismos pequeños, los dos parámetros (Z_{hyp} y Z_{tor}) parecen igual de buenos. También se incorpora una dependencia de este efecto con la magnitud, siendo más visible acentuado para sismos de magnitud baja ($M \leq 5.5$).

Término relacionado con el ángulo de buzamiento (dip):

$$F_{dis} = \begin{pmatrix} c_{19}\delta & M \leq 4.5 \\ c_{19}(5.5 - M)\delta & 4.5 < M \leq 5.5 \\ 0 & M > 5.5 \end{pmatrix} \quad [20]$$

Aunque el modelo no presenta una relación entre el mecanismo de ruptura y el movimiento en los sismos de magnitudes bajas, no es así en el caso de la inclinación del plano de ruptura (dip), donde sí se establece una relación especialmente acentuada para sismos de $M \leq 4.5$.

Término relacionado con la atenuación anelástica (F_{atn}):

$$F_{atn} = \begin{pmatrix} (c_{20} + \Delta c_{20})(R_{rup} - 80) & R_{rup} > 80 \\ 0 & R_{rup} \leq 80 \end{pmatrix} \quad [21]$$

Se ha incluido un término que refleja una dependencia regional de la atenuación para distancias superiores a 80 km. A pesar de que en un estudio de peligrosidad sísmica probabilista, usualmente la peligrosidad no está dominada por sismos a tan largas distancias, se considera un efecto importante si el estudio se hace para zonas de baja sismicidad donde el territorio puede verse afectado por grandes sismos lejanos. Este efecto se ha regionalizado para tres zonas, California, Japón y China.

Variable aleatoria del movimiento

La variable aleatoria del modelo se modeliza mediante la expresión:

$$\sigma = \sqrt{\tau^2 + \Phi^2} \quad [22]$$

Donde τ representa la desviación estándar *between-event* y ϕ la desviación estándar *within-event*:

$$\tau = \sqrt{\tau_{lnYb}^2 + \alpha^2 \tau_{lnPGA b}^2 + 2\alpha \rho_{lnPGA, lnY} \tau_{lnYb} \tau_{lnPGA b}} \quad [23]$$

$$\Phi = \sqrt{\Phi_{lnYb}^2 + \alpha^2 \Phi_{lnPGA b}^2 + 2\alpha \rho_{lnPGA, lnY} \Phi_{lnYb} \Phi_{lnPGA b}} \quad [24]$$

Donde

$$\tau_{lnYb} = \tau_{lnY} \vee \tau_{lnPGA b} = \tau_{lnPGA} \quad [25]$$

$$\Phi_{lnYb} = \sqrt{\Phi_{lnY}^2 - \Phi_{lnAF}^2} \vee \Phi_{lnPGA b} = \sqrt{\Phi_{lnPGA}^2 - \Phi_{lnAF}^2} \quad [26]$$

Y donde:

$$\tau_{lnY} = \begin{pmatrix} \tau_1 & M \leq 4.5 \\ [\tau_2 + (\tau_1 - \tau_2)(5.5 - M)] & 4.5 < M < 5.5 \\ \tau_2 & M \geq 5.5 \end{pmatrix} \quad [27]$$

$$\Phi_{lnY} = \begin{pmatrix} \Phi_1 & M \leq 4.5 \\ [\Phi_2 + (\Phi_1 - \Phi_2)(5.5 - M)] & 4.5 < M < 5.5 \\ \Phi_2 & M \geq 5.5 \end{pmatrix} \quad [28]$$

Siendo Φ_{lnAF} la desviación estándar estimada del logaritmo del factor de amplificación de sitio para la respuesta lineal, $\rho_{lnPGA, lnY}$ el coeficiente de correlación entre los residuos *within-event* del movimiento de interés y α la función lineal que relaciona el sitio y el valor A1100.

$$\alpha = \frac{\partial f_{site}}{\partial \ln A_{1100}} = \begin{pmatrix} k_2 A_{1100} \left\{ \left[A_{1100} + c \left(\frac{Vs30}{k_1} \right)^n \right]^{-1} - [A_{1100} + c]^{-1} \right\} & Vs30 < k_1 \\ 0 & Vs30 \geq k_1 \end{pmatrix} \quad [29]$$

Como ya ocurrió en el modelo CB08, los autores incorporan al cálculo de la desviación del modelo los efectos de no linealidad del suelo incorporados en la forma funcional base por medio de la función Fsed.

Esta aproximación se introdujo por primera vez por Bazzurro y Cornell (2004a) para el caso en el que se utiliza el movimiento en roca como referencia para deducir la no linealidad del efecto de sitio, este efecto también fue incorporado por Abrahamson y Silva (2008) por razones que más tarde fueron justificadas en Al Atik y Abrahamson (2010). Estos efectos son especialmente importantes para las categorías D y E de NEHRP (BSSC 2009).

Otro elemento clave de esta formulación no lineal de la variabilidad aleatoria es la incorporación del factor Φ_{InAF} , que representa la variabilidad aleatoria asociada a la respuesta de sitio. Este parámetro, que puede tomar diferentes valores, ha sido cuantificado en 0.3 atendiendo a diferentes estudios de respuesta del suelo usando métodos empíricos (Baturay y Stewart 2003) y métodos teóricos (Silva et al 1999, 2000; Silva 2005; Bazzurro y Cornell 2004b, 2005).

Los autores suponen que la relación de dependencia entre la desviación estándar y el parámetro Vs30 (Baturay y Stewart (2003), Stewart et al. (2003) y Choi y Stewart (2005)) quedaba incorporada en la ecuación por medio del efecto de no linealidad.